



DIENSTEN VAN DE EERSTE MINISTER
PROGRAMMATIE VAN HET WETENSCHAPSBELEID
Wetenschappenstraat 8
1040 BRUSSEL
BELGIE



SERVICES DU PREMIER MINISTRE
PROGRAMMATION DE LA POLITIQUE SCIENTIFIQUE
Rue de la Science, 8
1040 BRUXELLES
BELGIQUE

NATIONAAL ONDERZOEKS- EN
ONTWIKKELINGSPROGRAMMA

LEEFMILIEU

WATER

PROGRAMME NATIONAL DE RECHERCHE
ET DE DEVELOPPEMENT

ENVIRONNEMENT

EAU

PROJEKT ZEE

Eindverslag

PROJET MER

Rapport final

Boekdeel 4

SEDIMENTOLOGIE

Volume 4

SEDIMENTOLOGIE

PROJEKT ZEE

Eindverslag

PROJET MER

Rapport final



6022
VLIZ (vzw)
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE
FLANDERS MARINE INSTITUTE
Oostende - Belgium



DIENTEN VAN DE EERSTE MINISTER
PROGRAMMATIE VAN HET WETENSCHAPSBELEID
Wetenschapsstraat 8
1040 BRUSSEL
BELGIE

SERVICES DU PREMIER MINISTRE
PROGRAMMATION DE LA POLITIQUE SCIENTIFIQUE
Rue de la Science, 8
1040 BRUXELLES
BELGIQUE

NATIONAAL ONDERZOEKS- EN
ONTWIKKELINGSPROGRAMMA

LEEFMILIEU

WATER

PROGRAMME NATIONAL DE RECHERCHE
ET DE DEVELOPPEMENT

ENVIRONNEMENT

EAU

PROJEKT ZEE
Eindverslag

PROJET MER
Rapport final

Boekdeel 4

SEDIMENTOLOGIE

uitgevoerd door

Jacques C.J. NIHOUL en F. GULLENTOPS

Volume 4

SEDIMENTOLOGIE

édité par

Jacques C.J. NIHOUL et F. GULLENTOPS

De sedimenten zijn volledig in evenwicht met snelheid en zin van de getijdestromen.

Langs de kust is de invloed duidelijk van de stroommondingen speciaal van de Schelde.

De Scheldemodder concentreert zich in een hydrodynamische val vóór onze kust.

De samenstelling en de spreiding van de molluskenschelpen en van de lichte mineralen verduidelijken dit beeld.

De spreiding van de gemeten turbiditeitswaarden kan aldus worden verklaard.

De bezinkingsmechanismen van het slijk alsmede zijn hernieuwde erosie werd zowel theoretisch als empirisch benaderd.

De fysico-chemische eigenschappen van het slijk alsmede zijn interactieveverschijnselen met het water werden bestudeerd.

Sedimentologie

uitgevoerd door

Jacques C.J. NIHOUL en F. GULLENTOPS

INHOUDSOPGAVE

Hoofdstuk I - Geologische kenmerken van de suspensie en de sedimenten

door F. GULLENTOPS, M. MOENS, A. RINGELE en R. SENGIER

6083

1.- Inleiding	1
2.- Sedimentsamenstelling van de bodem	8
2.1.- De analysemethode	8
2.2.- De sedimenten	15
2.3.- Verspreiding van Mollusken schelpen in de zuidelijke Noordzee	46
2.4.- De lichte mineralen	74
3.- Suspensiesedimenten	82
3.1.- Doel en methode	82
3.2.- Sedimentatie en erosie van slib	83
3.3.- De actieve suspensiesamenstelling	86
3.4.- De suspensieafzettingen	96
3.5.- Bibliografie	118
4.- Algemeen besluit	120

Chapitre II - Propriétés physico-chimiques des sédiments et des suspensions de la mer du Nord

par R. WOLLAST

1.- Introduction	123
2.- Distribution de la matière organique et des métaux lourds dans les sédiments de la mer du Nord	124
3.- Distribution de la matière organique et des métaux lourds dans les suspensions de la mer du Nord	138

Chapitre III - Modèle thermomécanique des processus d'érosion des sédiments

par G. LEBON

1.- Introduction	145
2.- Conservation de la masse	146
3.- Conditions à l'interface	147
4.- Distribution de la densité	150
5.- Bilan de masse à l'interface	152
6.- Détermination du flux d'érosion	154
7.- Une expression approchée du flux d'érosion	156
8.- Vérifications expérimentales	158

Chapitre IV - Modèles diagénétiques des substances nutritives dans les sédiments marins côtiers

par B. BILLEN, J.P. VANDERBORGH, R. WOLLAST

1.- Introduction	163
2.- Transfert de matière dans les zones superficielles des sédiments	166
3.- Comportement des sédiments sableux	172
4.- Comportement des sédiments vaseux	186

Hoofdstuk V - Sorptie-eigenschappen van sedimenten

door A. BASTIN en M. MEEUSSEN

209

VLIZ (VZW)
WILLEM INSTITUTE VOOR DE ZEE
FLANDERS MARINE INSTITUTE
Oostende - Belgium

Hoofdstuk I

Geologische kenmerken van de suspensies en de sedimenten

door

F. GULLENTOPS, M. MOENS, A. RINGELE en R. SENGIER

1.- Inleiding

1.1.- Doel

In het ontwikkelingsprogramma van een mathematisch model van de zuidelijke Noordzee werd het nodig gevonden ook de sedimenten te betrekken. Hiervoor zijn een aantal redenen die dan ook het doel van deze bijdrage verduidelijken.

De sedimenten zijn natuurlijke bezinksels waarvan de ligging in de ruimte in evenwicht is met de heersende krachten. Hun afzetting wordt door de valsnelheid der deeltjes, hun verplaatsing door de snelheid van de stroming bepaald. Een model van de stromingen kan bijdragen tot de verklaring van de verspreiding der verschillende sedimentsoorten. Anderzijds levert de kennis van deze spreiding een onmisbare test voor de aanvaardbaarheid van het model.

Het fijnste gedeelte van de sedimenten, het slib, blijft lang in suspensie en verdient in een studie, toegespitst op de pollutie, de bijzondere aandacht. Dit slibgehalte is verantwoordelijk voor de troebelheid van het water en bij grote hoeveelheden kan het een eigen polluerend effect krijgen. Bij afzetting vormt het slijkafzettingen die een aanzienlijke invloed kunnen hebben op de bodemfauna en -flora.

Dit slib is daarbij chemisch een zeer actieve fractie door de kenmerkende aanwezigheid van kleimineralen, organische stoffen en colloïden. Deze hebben een grote sorberende capaciteit zowel omwille van hun chemische samenstelling als van hun grote specifieke oppervlakte. Allerlei kationen en anionen, ook schadelijke, kunnen worden ingebouwd of aangehecht. De sedimentatie van dit slib heeft dus een aanzienlijke purifiërende werking doordat allerlei schadelijke stoffen aan het water worden onttrokken. Deze zuivering is niet noodzakelijk definitief vermits het slib door stromingen of golfwerking opnieuw kan worden in suspensie gebracht. Anderzijds ondergaat dit slib nadien aanzienlijke veranderingen; door compactie wordt poriënwater uitgedreven en bepaalde opgeloste stoffen vervoegen aldus terug het zeewater; de afbraak van de organische stoffen door minerale oxydatie zowel als door biologische degradatie maakt de gesorbeerde elementen vrij of doet ze in de biologische cyclus belanden.

De aanwezigheid van een uitgestrekt slibveld vóór de Belgische kust, aangetoond door vroeger onderzoek [Bastin (1974)] maakt deze problematiek bijzonder belangrijk. Indien men wil ingrijpen in deze processen dient de herkomst van de sedimenten en bijzonder van het slib gekend te zijn. Als bronarealen van slib in de zuidelijke Noordzee kunnen theoretisch de volgende in aanmerking komen :

1) Aanvoer uit andere zeegebieden door grote stromingen waarbij de noordelijk gerichte kanaalstroom het belangrijkste is.

2) Plaatselijke erosie van de zeebodem of de kust waar kleilagen dagzomen. Deze erosie kan primair zijn indien oude kleilagen worden geërodeerd of secundair indien modern tijdelijk gesedimenteerd slib bij grotere golfenergie opnieuw wordt in suspensie gebracht. De kritische golfenergie opnieuw wordt in suspensie gebracht. De kritische golfenergie waarbij dit zal gebeuren hangt mede af van de graad van compactie, t.t.z. van de ouderdom van het slib.

3) Terrestrische aanvoer langs estuaria en rivieren is de klassieke weg langswaar de erosieprodukten van het land de sedimentatiearealen in zee bereiken. Door menselijke tussenkomst is zowel de bodemerosie toegenomen als het gehalte aan afvalstoffen dat de rivieren vervoeren.

Daarbij komt dat door bedijking de alluviale vlakten hun natuurlijke rol van afzettingsgebieden hebben verloren. Als gevolg moet steeds meer slib verder naar zee vervoerd worden.

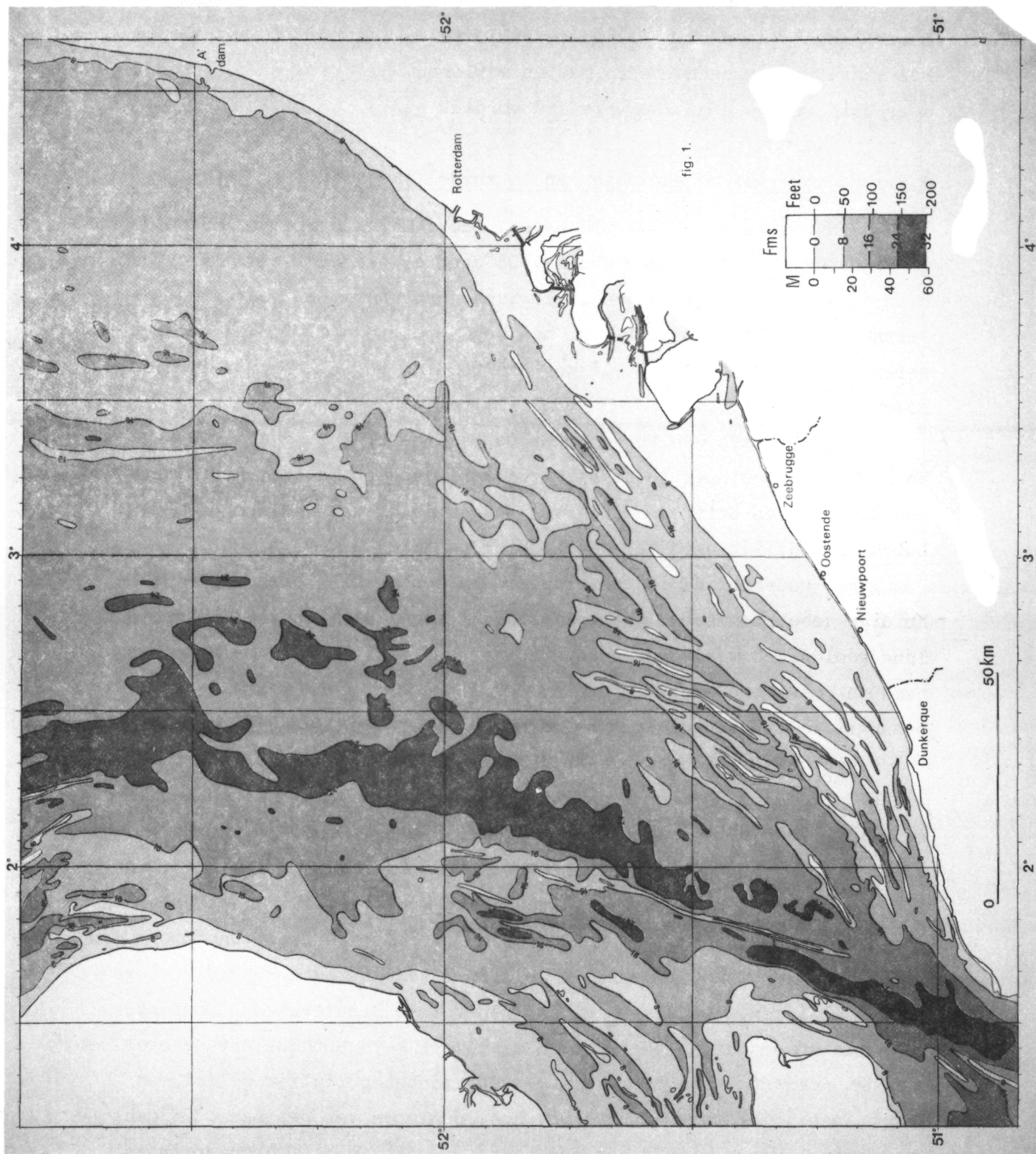
1.2.- Bodemreliëf en evolutie van de zuidelijke Noordzee

Een basisgegeven waarmee haast alle studies zullen te maken hebben is de bathymetrie van de zeebodem. De diepte beïnvloedt de hydrodynamische, sedimentologische en biologische processen, en vooral de veranderingen in diepte, t.t.z. het bodemreliëf speelt een determinerende factor in de ruimtelijke verspreiding van allerlei verschijnselen.

Fig. 1 geeft een vereenvoudigde bathymetrische schets die we ontleen aan een meer gedetailleerde kaart opgesteld door Houbolt (1968) aan de hand van Britse Admiraliteitsgegevens en die ons door de Royal Dutch vriendelijk werd ter beschikking gesteld.

Het bodemreliëf is echter meer dan een passief stramien voor de huidige gebeurtenissen. Het is zelf een dynamisch evenwicht tussen een lang geologisch verleden en de huidige krachten. Het is een momentopname in een lange evolutie die nu ook nog doorgaat en waarvan we enkele belangrijke etappes willen resumeren.

Het belangrijkste punt in de ontwikkeling van de huidige zuidelijke Noordzee is het ontstaan van het Nauw van Kales. Hypotetisch kan men dit plaatsen in de voorlaatste IJstijd (- 150.000 j) omdat althans toen een goed mechanisme voor een doorbraak voor de hand ligt. Het is inderdaad bewezen dat tijdens deze koudste IJstijd de Britse en Scandinavische ijsmassa's samenvloeiden over de Noordzee. Daardoor werd noodzakelijkerwijze de noordelijke afvoer van de westeuropese rivieren en van de ijssmeltwaters verhinderd en vormde zich een koud zoetwatermeer ten zuiden ervan. Het is een aannemelijke hypothese dat de overloop van dit meer doorheen het laagste punt van het zuidelijk reliëf een diepe insnijding veroorzaakte bij het leeglopen van het meer. Tijdens de laatste tussenijstijd kon dan de stijgende zee hier binnendringen en ontstond een zeeëngte die door de getijdestromen en de golfwerking snel werd verbreed.



Gedurende de laatste IJstijd verlaagde het zeepeil opnieuw (tot - 100 m) en viel de zuidelijke Noordzee weer droog. Een belangrijke stroom gevormd door Theems, Rijn en Maas samen met de smeltwaters van de Humberijslob erodeerde een diepe vallei die nog steeds herkenbaar is als het *Deepwater Channel*. Er zijn zelfs goede aanwijzingen dat ook toen een ijssdam de Noordzee blokkeerde zodat ook de waters van Weichsel en Elbe door het kanaal afstroombden. Enorme hoeveelheden zand, meest van glaciale herkomst, werden in de zuidelijke Noordzee uitgespreid. Van de Rijn is nog een uitgestrekte alluviale puinkegel herkenbaar in de algemene bathymetrie vóór de Nederlandse kust (fig. 2).

Het snelle einde van de laatste IJstijd bracht een sterke stijging van het zeepeil en een aantal vondsten duiden erop dat rond 9000 BP, de zee vanuit het kanaal weer in het Nauw van Kales drong. Tijdens de Boreale tijd (8000 BP) was er reeds een smalle golf in de zuidelijke Noordzee en men kan vermoeden dat toen enorme getijdestromen door het Nauw stonden door de functie van dit spuibecken. De voorradige zandmassa's begonnen zich in functie van deze stromingen te organiseren. Tentatief zouden we de huidige Brown Bank als een fossiele kustwal van deze tijd willen aanduiden.

Het verder rijzende zeepeil overspoelde de Humber, Texel en Dogger Banken waardoor de laatste verbinding met Engeland werd verbroken en het huidige getijde- en stromingssysteem zich kon instellen. Men mag aannemen dat tijdens het Atlanticum (6000 BP) het hoogste zeepeil werd bereikt dat waarschijnlijk iets boven het huidige uitreikte. Tijdens deze periode onstonden *grosso modo* de huidige kustlijnen opgebouwd door dikke, zandige schoorwallen waarachter lagunen gevormd werden die langs de stroommondingen aan getijdewerking onderhevig waren. Naarmate het zeepeil naar zijn maximum steeg groeide de strandwal en vulde de lagune zich met kleirijke fijnzandige afzettingen waarin veenlaagjes reeds verlandingsfazen aankondigen. Deze atlantische kustlijn (fig. 2) moet grote gelijkenis vertoond hebben met de huidige waddenkust. Men kan aannemen dat ook de bijzonderste lijnen van het huidige zandbankensysteem in die periode werden gevormd. Inderdaad

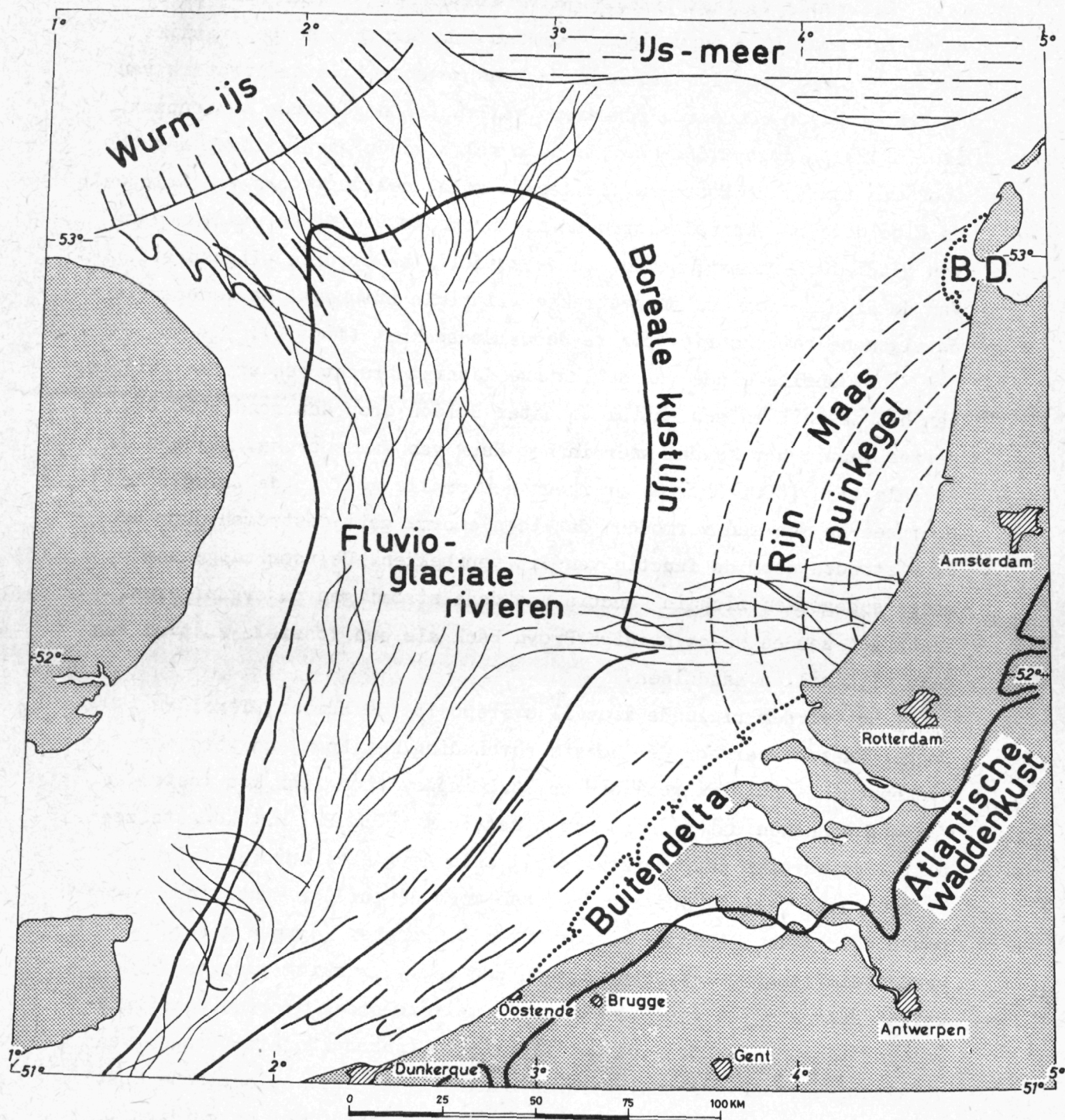


fig. 2.
Recente evolutie van de Noordzeebodem

leent zich het losse zand uitermate tot modelleren door de machtige getijdestromen en zoekt dus snel een evenwichtssituatie.

Tijdens het Subboreaал valt de kustvlakte droog en wordt omgevormd in een uitgestrekt veengebied. Het voltooiën van de grote kustschoorwal bekroond met een duingordel is eerder gevolg dan oorzaak van deze evolutie. De fundamentele reden moet gezien worden in een algemene daling van het zeespiegelniveau, die ongeveer 1 m kan bereikt hebben. Naast een duidelijk terugvallen van de strandlijn was het bijzonderste gevolg een vermindering van de golfenergie door de dieptereductie en bijgevolg een stabilisering van de zandkusten.

Gedurende de laatste 2500 jaar, het Subatlanticum, is de zee in toenemende mate de vroeger opgeworpen kustwal gaan eroderen wat leidde tot belangrijke doorbraken en langdurige overstromingen van de huidige poldergebieden. Deze Duinkerke-transgressies zijn geologisch en historisch vrij goed gedocumenteerd [bv. Tavernier (1954), Van Rummelen (1965)]. Als algemene oorzaak geldt een hernieuwd stijgen van het zeepeil en daaraan gekoppeld toenemende golfenergie. Door kusterosie werd de strandwal verzwakt en de riviermondingen verbreed zodat periodes van hoge stormactiviteit inbraken konden veroorzaken. Gebieden die inmiddels aan sterkere bodemdaling onderhevig waren werden hierbij vooral getroffen.

In de Duitse Bocht waar het land glacio-isostatisch het sterkst was gedaald werd de kustwal weggeslagen en tot eilanden herleid in de aangrenzende Deense en Friese gebieden, zodat een nieuwe Waddenkust ontstond. Een ander zwak punt was de Zeeuwse kust waar talrijke stroommondingen samenvallen met een jong tektonisch bekken. Hier ontstonden de talrijke zeegaten die de mondingen van Rijn, Maas en Schelde gingen vormen. Slechts in de Middeleeuwen kwam de huidige Westerschelde hierbij tot stand. De zeegaten zijn dus een geologisch zeer jong en actief gebied, dat zonder menselijke tussenkomst in constante evolutie zou zijn. De in- en uitgaande getijdestromen beïnvloeden de stromingen voor de kust zoals de ligging van geulen en banken schuin of dwars op de kust aantonen. In de zeegaten zelf werden door de getijdestroming

zeer grote diepten (tot - 67 m) uitgeschuurd. Grotendeels werden de erosieprodukten buitengaats afgezet in een brede buitendelta waarvan de vorm best door de acht-vadem lijn wordt aangetoond.

2.- Sedimentsamenstelling van de bodem

De samenstelling van de bodem werd onderzocht door een dichte bemonstering volgens een regelmatig net. Enerzijds werden de 50 basispunten van het model herhaaldelijk bemonsterd tijdens de verschillende meetkampanjes, anderzijds werd een meer gedetailleerde bemonstering uitgevoerd die meer dan 1000 punten bedraagt (fig. 3). Bijna alle monsters werden genomen met een Van Veen-grijper waarvan de inhoud werd gehomogeniseerd en verdeeld over verschillende monsterzakken voor de verschillende laboratoria.

2.1.- De analysemethode

Het groot aantal monsters maakte het noodzakelijk om een routine procedure uit te werken die minimum van tijd aan maximum van rendement zou koppelen.

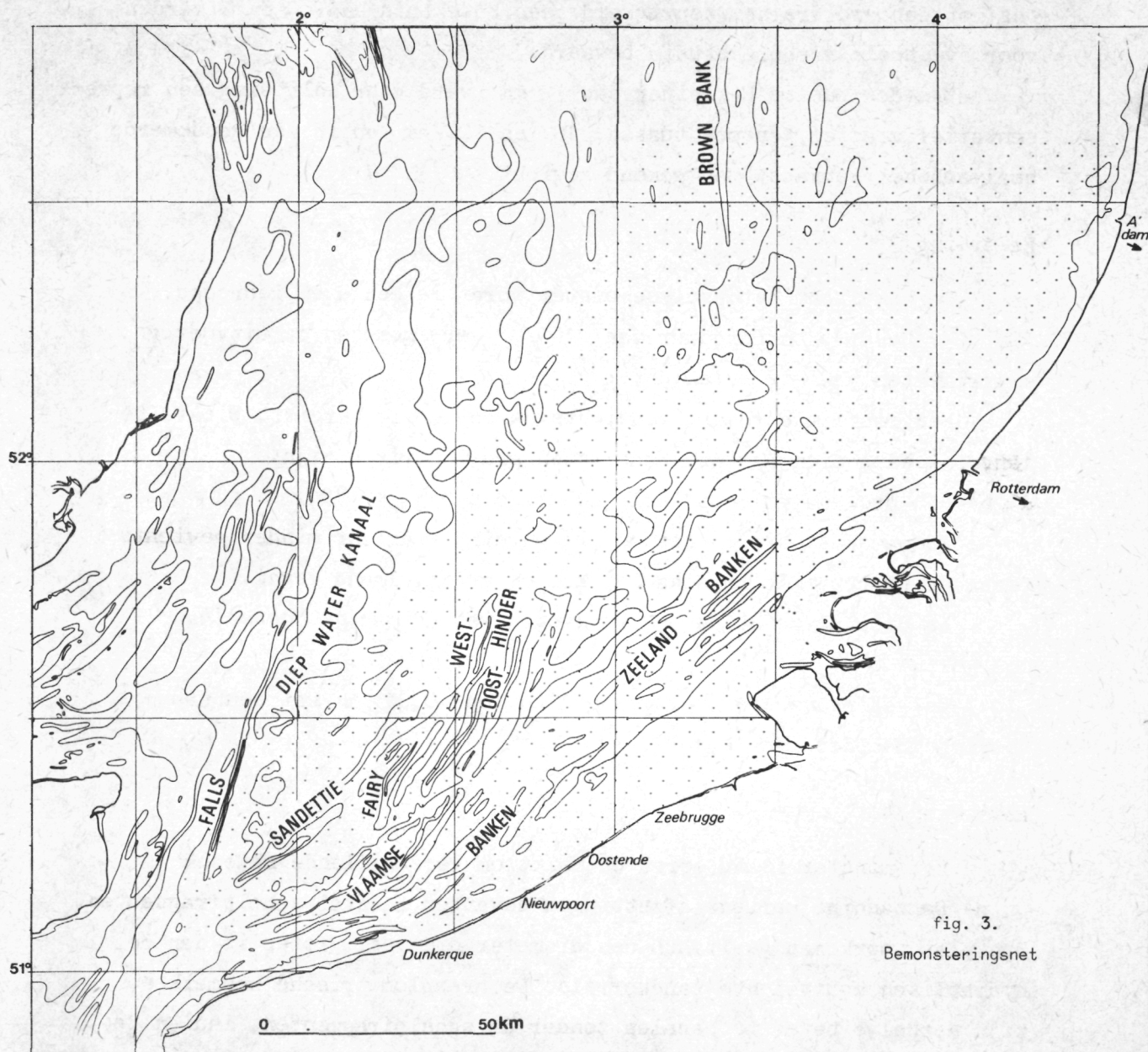
Fig. 4 geeft de analyse-flowsheet weer waarbij de verschillende bewerkingen door cijfers worden voorgesteld en de resultaten door letters.

Bewerking 1

Het *veldmonster* A wordt op filterpapier met leidingwater uitgewassen om zeezout te verwijderen en daarna bij kamertemperatuur gedroogd, wat het *zuiver monster* B oplevert.

Bewerking 2

Meestal bevatte het monster schelpen of schelpfragmenten, meer zeldzaam kwam grint voor. De zandige monsters werden manueel op een zeef van 2 mm gezeefd, het grint eventueel uitgepikt en de *hoeveelheid schelpen en schelpfragmenten* C gewogen, evenals de *hoeveelheid*



grint D. Kleiige monsters bevatten minder schelpen en nooit grint en de hoeveelheid C werd hier geschat waarbij we een nauwkeurigheid van 25 % nastreefden. De variabiliteit van de schelpen en grintsamenstelling

op de bodem, de verdeling van de monsters uit de Van Veen-grijper leerde ons dat een grotere nauwkeurigheid geen betekenis had. C en D werden voor eventuele verdere studie bewaard.

Van de *fractie* E kleiner dan 2 mm werd door splitsing een representatief monster genomen tussen 10 en 20 gm en in een genummerde analysebeker gebracht van gekend gewicht.

Bewerking 3

De beker met het analysemonster wordt in een oven gedroogd bij 105 °C. De droogtemperatuur van 105 ° werd gekozen na uitvoerige experimenten waaruit bleek dat :

- a) Een reproduceerbaar evenwichtsgewicht wordt bereikt. Dit is belangrijk aangezien al onze bepalingen gravimetrisch zijn.
- b) Het drogen verloopt veel sneller dan bij 60 °C.
- c) Een meer stabiele toestand is bereikt waardoor minder gewichtsverandering optreedt tijdens het koelen en navolgend wegen.

Na droging wordt de beker gewogen wat de *analysehoeveelheid* F oplevert.

De wegingen werden uitgevoerd tot op 0,01 gm wat een nauwkeurigheid geeft van 0,1 %.

Bewerking 4

Het monster is nu eerst ontkalkt om verschillende redenen.

a) De zandige mariene afzettingen bevatten meestal schelpfragmenten. Hun plat voorkomen geeft hun een diameter die veel groter is dan de hydraulisch equivalente zandkorrels. De granulometrische kenmerken zijn derhalve beter te bepalen zonder de schelpfragmenten, indien de analyse zoals hier door zeven zal geschieden.

b) De volgende bepaling van het organisch materiaal door H_2O_2 digestie is beter op een kalkvrij monster om de vorming te vermijden van Ca-oxalaat dat zou neerslaan en een foutief gehalte aan organische stof meebrengen. Door DTA-analyse werd inderdaad de aanwezigheid van oxalaat vastgesteld.

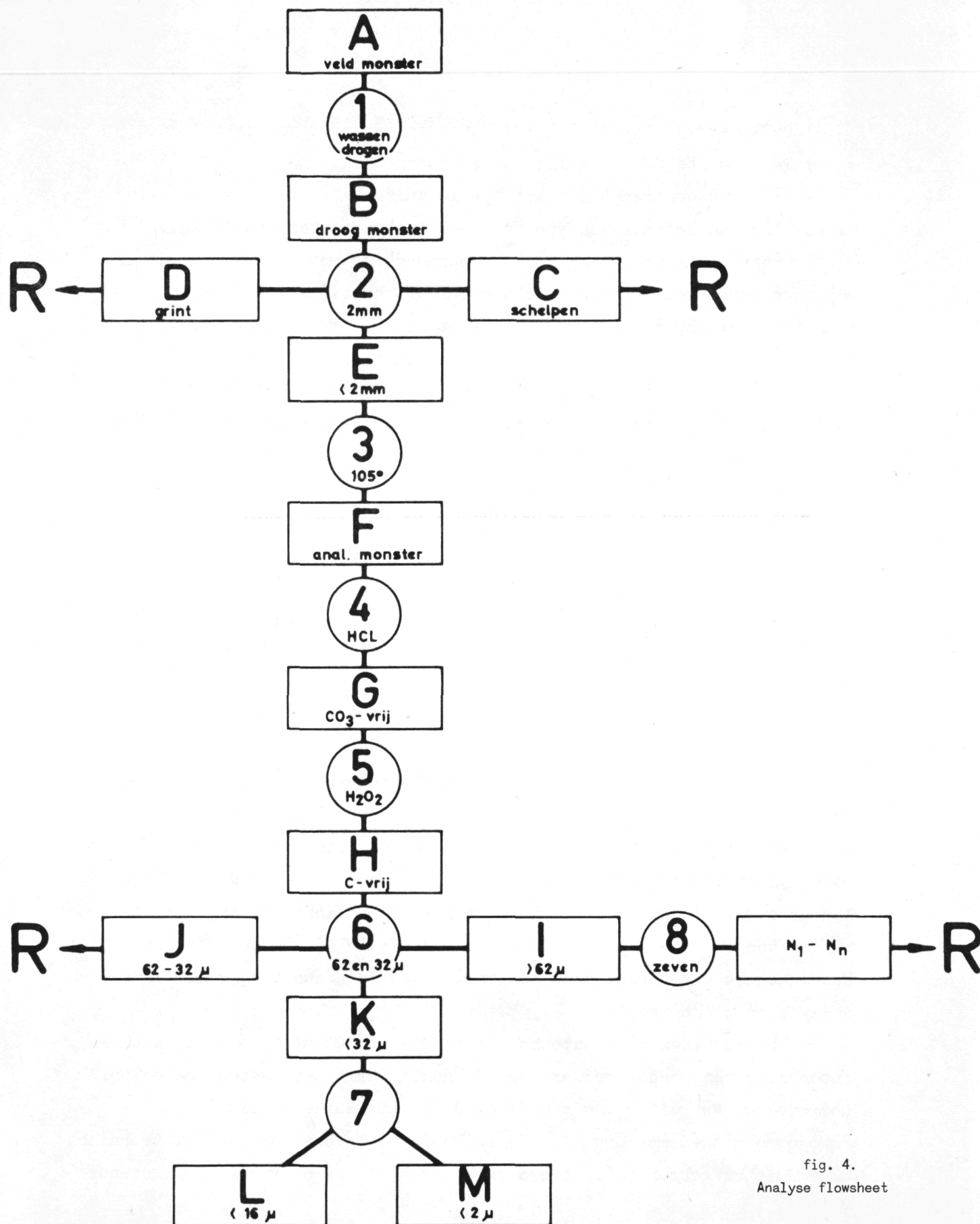


fig. 4.
Analyse flowsheet

- c) De latere peptisatie van de kleifractie wordt vereenvoudigd.
- d) Ten laatste om het kalkgehalte te bepalen.

Er dient opgemerkt dat het totale kalkgehalte meestal hoger is tengevolge van het afzeven van de schelpresten groter dan 2 mm .

Ontkalking wordt bereikt door behandeling met 1 N HCl , waarbij begonnen wordt met een minimale hoeveelheid en bijgevoegd tot de reactieopbruising is geëindigd. De aantasting wordt zo kort mogelijk gehouden om aantasting van andere mineralen te minimiseren.

Het residu wordt gefilterd op hard filterpapier, type *Whatman 41*, met gedistilleerd water tot de pH van het filtraat bijna neutraal is. In deze omstandigheden worden geen colloïden verloren daar de klei nog uitgevlokt is en het residu kan gemakkelijk opnieuw in het bekersglas gespoeld worden. Talrijke proeven van verbranding van het filterpapier toonden aan dat geen noemenswaardige hoeveelheid klei in de filterporiën achterbleef.

Het residu is opnieuw gedroogd bij 105 °C en gewogen wat het *kalkvrij monster G* oplevert. Het verschil F - G is een goede benadering van het kalkgehalte.

Bewerking 5

Het gehalte aan organisch materiaal kan vrij belangrijk worden in kleiige sedimenten en varieert van verse organismen tot alle graden van verrotting en ontbinding. Om een goede peptisatie van de klei mogelijk te maken dient de organische stof verwijderd te worden. Dit kan gebeuren op een kwantitatieve manier. We verkozen de digestie door middel van H_2O_2 omdat het de enige methode is die in een flowsheet kan ingeschakeld worden daar het residu van de aantasting voor verdere analyse geschikt is.

We gebruiken een vaste hoeveelheid van 100 ml 15 % H_2O_2 dat we laten reageren zonder verwarming. Zo nodig wordt een tweede hoeveelheid toegevoegd. Na voltooiing van de oxydatie worden de bekertjes in de droogoven uitgedampt bij 105 ° en gewogen. Verdamping van het technische H_2O_2 dat we gebruiken laat een zwak variabel residu van stabiliserende

zouten. Dit residu wordt van iedere levering bepaald om het gedroogd gewicht te corrigeren tot H, *het koolstofvrij monster*.

Het gewichtsverlies G - H bleek een zeer reproduceerbare benadering van het gehalte aan organische stof. Proeven wezen uit dat ze enerzijds zinvoller is dan de titratie van de organische koolstof waarvan de omrekening tot organische stof moeilijkheden biedt en anderzijds veel betrouwbaarder dan verbranding vermits hierbij eveneens de aanwezige klei en hydroxyden dehydroxyleren. Dit ontwateringsverlies kan slechts bij benadering worden geschat aangezien het van de hoeveelheid en van de aard van de aanwezige mineralen afhangt.

Bewerking 6

De volgende bewerking is het nat zeven. Vermits het monster reeds drie cycli van droging bij 105° heeft meegemaakt is de individualisatie van de korrels des te belangrijker. Ze begint met een weken van het monster met een kleine hoeveelheid gedistilleerd water gedurende verschillende dagen. Aan kleirijke monsters die niet gemakkelijk uiteenvallen wordt een weinig H_2O_2 toegevoegd en het monster verwarmd waarbij de uitkokende zuurstofbellen een zeer gunstige mechanische werking uitoefenen. Hierna wordt 100 ml gedistilleerd water toegevoegd met 20 ml van een standaard peptiserende oplossing (Na-carbonaat en -oxalaat). De peptisatie wordt zo nodig verder mechanisch geholpen door koken op zandbad en schudden op schudtafel. Het monster wordt uit de beker gespoeld op de bovenste van een koppel Rhewumzeven van 62 en 32 μ . Tijdens het trillen van de zeven wordt maximaal nog 800 ml water doorgespoeld en dit zeefwater opgevangen. De zee-fresten worden van de zeven afgespoeld in bekerv, gedroogd en gewogen.

De hoeveelheid I is de *zandfractie*, groter dan 62 μ en wordt in bewerking 8 verder behandeld.

De hoeveelheid J is het *grove silt*, tussen 62 en 32 μ . Deze fractie geeft een goed inzicht in het siltgehalte van de totale suspensiefractie kleiner dan 62 μ . Ze wordt voor verdere studie bewaard.

Het opgevangen zeefwater bevat de korrelgrootten kleiner dan 32μ . Het totale gehalte ervan is gekend nl. $K = H - I - J$. Indien het minder dan 5 % bedroeg werd deze fractie niet verder onderzocht. In het tegenovergestelde geval vormt ze de basis van bewerking 7.

Bewerking 7

Indien meer dan 5 % kleiner is dan 32μ wordt de korrelgrootteverdeling verder onderzocht door een sedimentatietechniek. Vermits hiervoor de wet van Stokes wordt toegepast en hieruit diameters worden berekend van theoretische bolvormige korrels spreken we van Stokes-diameters. Omwille van het zeer tijdrovend karakter van alle sedimentatietechnieken beperkten we ons tot het bepalen van twee korrelgroottegrenzen nl. 16μ en 2μ , die als de meest belangrijke coupures kunnen beschouwd worden.

Het zeefwater van bewerking 6 was supplementair gepeptiseerd door de trilling van het zeefapparaat, het wordt uiteindelijk toch nog behandeld met een ultrasoonapparaat of een mixer. De suspensie wordt dan aangevuld tot 1 l en in een sedimentatiecilinder gegoten. Door een substractiemethode wordt dan 50 ml suspensie afgetapt fijner dan 16μ en fijner dan 2μ . Beide bekens worden gedroogd bij 105° en gewogen. Na verbetering voor het gehalte aan peptiserende chemicaliën en omrekening tot 1 l verkrijgen we de hoeveelheid L, *suspensiefraction kleiner dan 16μ* en de hoeveelheid M, *kleifraction kleiner dan 2μ* .

Hieruit kunnen we de fracties bepalen :

$$32 - 16 \mu = K - L$$

$$16 - 2 \mu = L - M$$

$$< 2 \mu = M .$$

Bewerking 8

Van de zandfraction I wordt door droogzeven een gedetailleerde korrelverdeling opgemaakt. Aangezien ons doel was met voldoende

nauwkeurigheid een gemiddelde korrelgrootte en een sorteringsindex te kunnen afleiden was het gebruik van een halve- ϕ zeefreeks aangewezen. De droge zeping werd dus uitgevoerd door mechanisch zeven gedurende 15 minuten met de zeven van 88 , 125 , 177 , 250 , 354 , 500 , 707 , 1000 , 1397 μ , wat de *gewichtsfracties* M_0 tot M_n opleverde. De verschillende fracties werden bewaard voor eventueel later mineralogisch of morfometrisch onderzoek.

2.2.- De sedimenten

Van de ongeveer 1400 geanalyseerde monsters werden gemiddeld 12 analysecijfers bepaald. Een boekdeel met 70 pagina's tabellen bundelt deze analysegegevens en een exemplaar ervan is ter beschikking bij de projectleiding en op ons laboratorium.

De verdere verwerking van de gegevens gebeurde grafisch. Een aantal parameters werden berekend of grafisch afgeleid en op kaart gebracht. Van de 50 hoofdknooppunten van het net lagen meestal drie, soms vier, analyses voor, omdat ze herhaaldelijk werden bemonsterd. In vele gevallen waren de analyses van opeenvolgende monsternamen van eenzelfde plaats zeer gelijkend. Vooral in het zuidelijk gedeelte van het gebied waren echter de resultaten ook soms zeer verschillend. Dit is vanzelfsprekend niet te wijten aan een evolutie van de samenstelling tijdens de driejarige meetperiode maar is het gevolg van de variabiliteit van de bodemsamenstelling die duidelijk groter is dan de nauwkeurigheid van de bemonsteringslokalisatie. In het Zuiden waar de bodemtopografie intens is en zeer snel wisselt is dus blijkbaar ook de overgang tussen verschillende faciessen zeer snel. Indien een sediment-type overheerste werd dit als representatief beschouwd voor dit punt, zo niet werd een gemiddelde gemaakt.

Op de minutekaart werden door middel van kleuren zeer talrijke klassen onderscheiden. De studie van hun spreiding en juxtapositie liet toe het aantal klassen te verminderen, gewoonlijk tot acht. Omdat de verschillen tussen kleine procenten belangrijker zijn dan tussen grote waarden werd steeds een geometrische progressie van de klassen toegepast.

Hier worden dan van de verschillende parameters kaarten gebracht waarop iedere parameter door een klasseteken is voorgesteld. Iedere kaart resumeert dus 1400 analyses. De waarde van ieder analysepunt kan afgelezen worden binnen de klasse. We verliezen dus een zekere nauwkeurigheid ten opzichte van eventuele tabellen. De punten van herhaalde bemonstering hebben echter aangetoond dat de analysenauwkeurigheid toch niet groter kan zijn dan de bemonsteringsnauwkeurigheid en dat onze werkwijze derhalve volkomen verdedigbaar is. Naast het voordeel van haar compactheid verkrijgen we een plastisch verspreidingsbeeld wat belangrijk bijdraagt tot het verklaren van het betrokken verschijnsel.

Uiteindelijk hebben we 5 parameters weerhouden die van bijzonder belang bleken. Iedere parameter wordt hierna systematisch besproken met een behandeling in A van de keuze van de parameter, in B van de beschrijving van het verspreidingsbeeld, in C van een interpretatie van de feiten.

2.2.1.- Grint

2.2.1.1.-

Als we teruggrijpen naar de geologische geschiedenis van de Noordzee dan kan om verschillende redenen grint op de huidige zeebodem verwacht worden.

1) Fossiele grinten van fluviële en fluvioglaciale oorsprong afgezet op de droogliggende noordzeebodem tijdens lage glaciële zeespiegelstanden.

2) Herwerking van deze continentale afzettingen door de transgressieve zee tijdens de zeespiegelstijging bij de overgang naar een interglaciële fase. De Flandriaan-transgressie na de laatste ijstijd is hierbij wel het meest effectief geweest, maar het kan verwacht worden dat ook de vorige Eem-transgressie relicten heeft gelaten.

3) Erosie door golfabrasie of getijdestromen van de zeebodem, eventueel tot in het tertiaire en krijt-substraat. Al de zwaardere elementen grint, vuursteenknollen, zandsteen kunnen hierbij aan de oppervlakte worden geconcentreerd en een rest-grint vormen.

4) Nieuw grint kan worden aangebracht door de rivieren of door kliferosie.

Uit deze analyse blijkt dat de aanwezigheid van grintlagen op de huidige zeebodem een onmiskenbare aanduiding is voor zeer hoge energie van golfwerking of stroomsnelheid waardoor deze grove elementen kunnen vervoerd worden of waardoor althans belet wordt dat ze door sedimentatie van fijnere afzettingen worden bedekt.

2.2.1.2.-

Fig. 5 toont een opvallend sterke concentratie van de grintvoorkomens.

- Ten Noorden van $50^{\circ} 40' N$ komen slechts enkele monsters voor met grove partikels. Slechts één monster bevat er meer dan 10 %, zeven monsters liggen tussen 2 en 8 %. Alle gevallen liggen verspreid, afgezien van een SW-NE georiënteerde grintbodem 45 km ten E van Outer Gabbard. Opvallend werd ten N van de Rijnmond geen enkel grintje gevonden in een brede strook tot 75 km vóór de kust.

In het Zuidwesten zijn de grintmonsters plots veel talrijker en ook hun gehalte stijgt aanzienlijk tot een paar plaatsen van 100 %. De meeste voorkomens zijn gegroepeerd en kunnen gemakkelijk afgelijnd worden, vooral als men hierbij rekening houdt met de topografie aangezien het weinig waarschijnlijk is dat grint op de zandbanken voorkomt. We vonden het verantwoord de voorkomens te scheiden door de limieten van 2 en 16 % in drie klassen.

1) In het gebied van de Hinderbanken en de noordelijke Vlaamse banken vormen de grinten smalle, uitgerekte en gesloten stroken in de laagten tussen sommige banken. Het grint is duidelijk alleen aanwezig in de diepste geulen en komt in de oostelijke geulen voor vanaf een diepte van 30 m, die tussen Oost- en West-Hinder reeds 40 m bedraagt en nabij de Faireybank tot 45 m daalt. In dezelfde richting is er ook een duidelijke tendens naar hogere grintpercentages.

2) In het gebied van de zuidelijke Vlaamse banken en van Sandettie-Falls is het beeld veranderd. Het grootste gedeelte van de bodem is nu grintrijk en de geïndividualiseerde zandbanken staan hier duidelijk

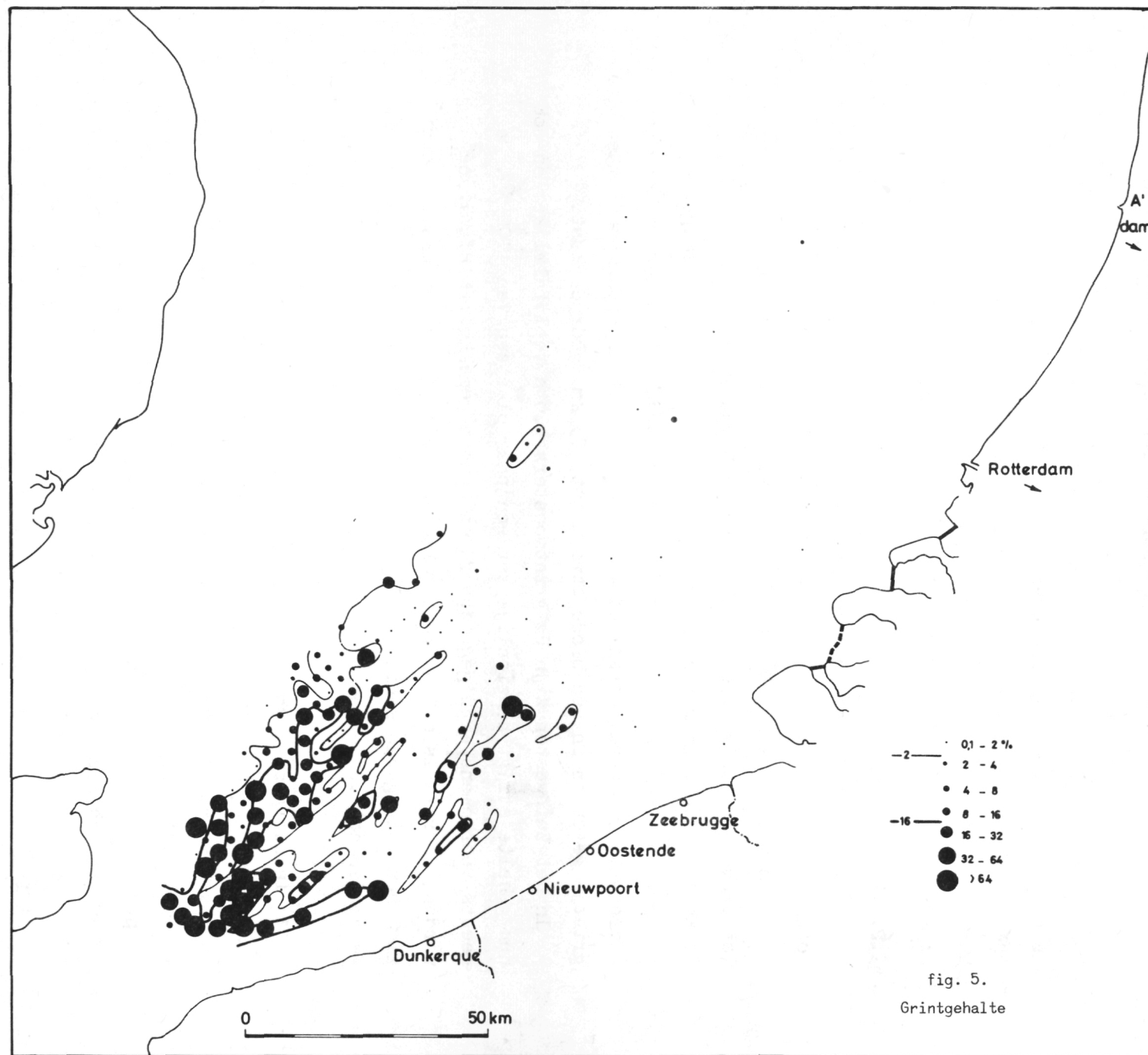


fig. 5.
Grintgehalte

geïsoleerd op. De grintvlekken zijn niet alleen groter maar bevatten ook hogere percentages aan grint en verschillende monsters van zuiver grint komen er voor. De diepte schommelt tussen 50 en 60 m en de zuiverste grinten komen met grootste diepten overeen.

Er dient nog opgemerkt te worden dat het tracé van de westelijke limietlijnen slechts weinig waarde heeft omdat het op te veel plaatsen samenvalt met de grens van de bemonstering.

2.2.1.3.-

Het beeld raffineert de grintverspreiding zoals aangegeven door het onderzoek van Veenstra (1969). Het toont dat in het zuidelijke deel het bestaan van een grintvlak mag veralgemeend worden dat op - 60 m ligt in de Centrale Diepwater Geul, en naar de kust toe, eerst snel, dan trager rijst tot - 30 m. Men kan aannemen dat het te vervolgen is in de grintlaag die door Briquet (1931) werd gevonden tussen het Tertiair substraat en het Kwartaire dek in de kustvlakte van N-Frankrijk en België. Er blijkt dus geen relatie te bestaan tussen de grintlaag en enige moderne riviermonding of kliferosie. Het grint is dus een residuele afzetting. Petrografisch onderzoek van deze monsters kon nog niet uitgevoerd worden, maar de studie van Veenstra (1969) heeft reeds uitgewezen dat er een duidelijk onderscheid te maken is tussen het oostelijk vlak met grint dat vooral afkomstig is van de Tertiaire ondergrond en de Diepwater Geul waarvan het grint opvallendrijck wordt aan vreemde elementen die tot de fossiele fluvio-glaciale stroom terug te voeren zijn.

→ Het feit dat deze fossiele grinten over uitgestrekte gebieden voorkomen toont dat de energie er inderdaad te hoog is om sedimentatie van fijn materiaal mogelijk te maken. Het feit dat dit juist in de geulen voorvalt toont anderzijds dat de golgwerking hierop geen invloed heeft en uitsluitend de sterkte van de getijdestromen ervoor verantwoordelijk is.

2.2.2.- Schelpen en schelpfragmenten

2.2.2.1.-

Voor de bepaling van de hoeveelheid schelpen en schelpfragmenten werd arbitrair de grens van 2 mm gekozen al is het duidelijk dat onder deze grens ook nog schelpen en vooral schelpfragmenten voorkomen. Onder 2 mm neemt echter het gehalte aan zandkorrels snel toe, terwijl boven 2 mm de grint- en schelpfractie nog gemakkelijk door manueel uitpikken kan gescheiden worden. Geen poging werd gedaan om levende, hele of gebroken schelpen te scheiden. Daarop gaat echter Dr. Ringelé verder in. Het gehalte aan schelpen houdt in de eerste plaats verband met de biologische activiteit. Schelpen kunnen echter ook door stormingen geconcentreerd of verspreid worden. Hun uiteindelijke concentratie wordt dan nog bepaald door de snelheid waarmee andere detritische sedimenten worden toegevoegd.

2.2.2.2.-

Fig. 6 toont de analytische resultaten. De studie van de verspreiding der detailgegevens toonde dat de gegevens zinvol konden worden gegroepeerd in drie groepen :

- minder dan 0,2 % : de monsters die helemaal geen schelpen bevatten of hoogstens 0,1 % in de klasse van 0,1 tot 2 % ;
 - van 0,2 tot 8 % ;
 - meer dan 8 % , wat als zeer schelprijk kan beschouwd worden.
- Slechts tien monsters bevatten tussen 32 en 64 % , terwijl maar een staalname uit een mosselbank 100 % schelpen bevatte.

Bij het aflijnen van de groepen hielden we als principe dat minstens twee aangrenzende monsters tot dezelfde klasse dienden te behoren om een aflijning te wettigen. Dit minimum-principe moest slechts 6 maal worden toegepast wat bewijst dat meestal grote vlekken met dezelfde samenstelling voorkomen en dat ook de analysemethode zinvol is.

Het kartografische beeld geeft aanstonds twee trends; er is een duidelijke vermindering van het schelpgehalte zowel van Zuid naar Noord als van diepwater naar de kust. In tegenstelling met de grintkaart

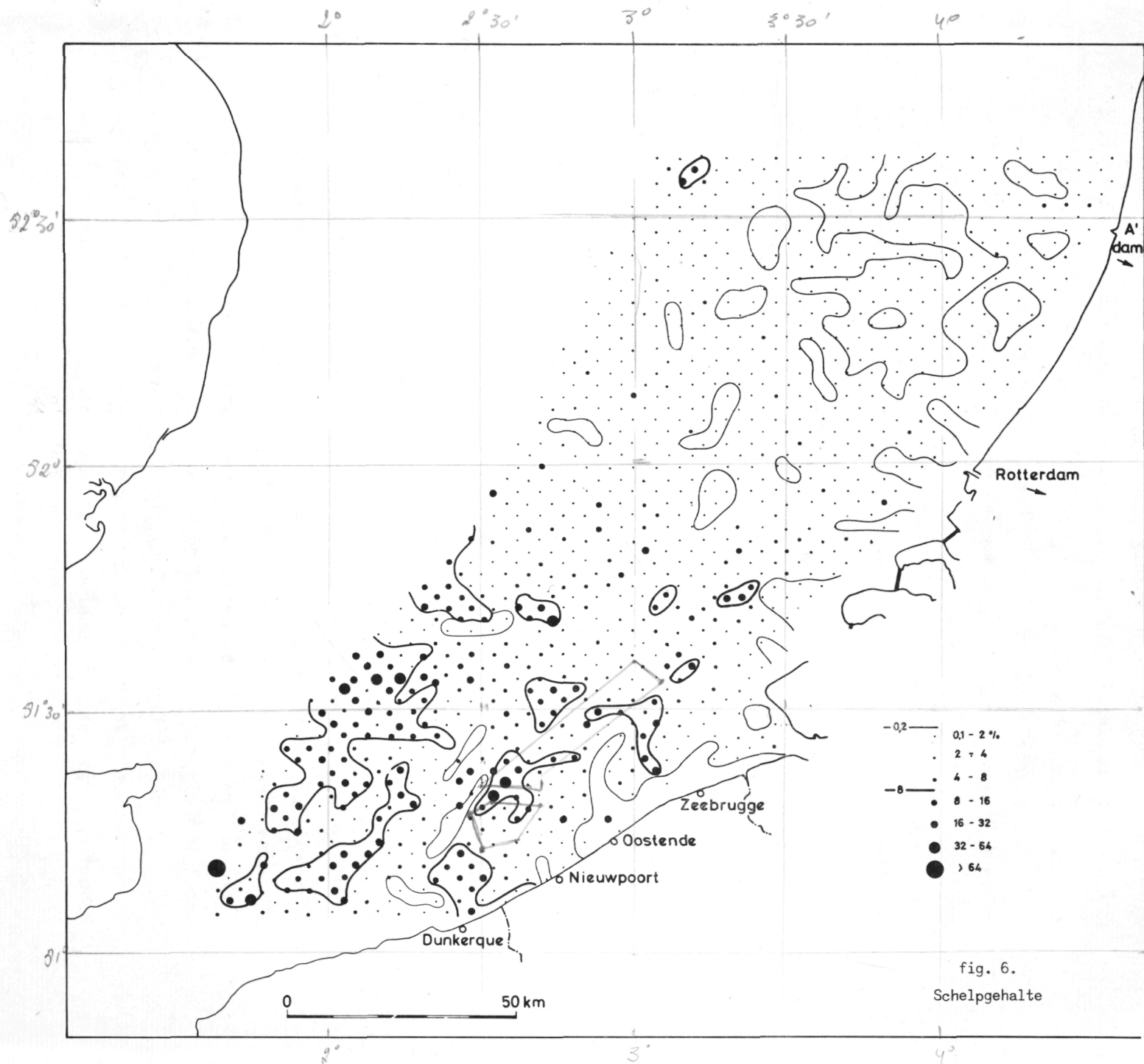


fig. 6.
Schelpgehalte

werden we bij het aflijnen weinig geholpen door de bathymetrie wat dus wijst op een mindere afhankelijkheid tussen schelpgehalte en bodemreliëf.

1) Gebieden zonder schelpen

Een eerste opvallend feit is het regelmatig voorkomen van schelpvrije sedimenten langs de kust met tongvormige projecties naar volle zee toe. De vlek voor de Belgische Oostkust en langs de zuidelijke oever van de Scheldemonding is het meest uitgebreid en tegelijk het leegste vermits 85 % van de monsters tot de klasse 0 behoren. Ten Zuiden is er een tong voor de IJzermond en vóór Duinkerken. Naar het Noorden toe tot Scheveningen komen zes geïsoleerde tongen voor die echter minder absoluut schelpvrij zijn, aangezien 75 % van de monsters althans toch 0,1 % schelpen bevatten.

In open water is er een grote tegenstelling tussen Noord en Zuid. In het Zuiden komen twee duidelijk afgelijnde stroken voor die met twee zandbanken overeenkomen en verder slechts geïsoleerde lage waarden. Ten Noorden van 52° neemt het areaal echter aanzienlijk toe waarbij echter slechts twee monsters voorkomen die volkomen schelpvrij zijn en 98 % dus 0,1 % schelpen bevatten. Vóór Amsterdam ligt hiervan trouwens een zeer uitgebreid veld.

2) Gebieden met hoog schelpgehalte (> 8 %)

Ten N van 51° 50' komen slechts geïsoleerde waarden voor afgezien van de kleine concentratie juist ten W van Brown Bank. Ten Z wordt het beeld integendeel door deze groep beheerst. De grootste vlek komt voor in het diepwater tussen Falls en Sandettie. Het breekt op in kleinere vlekken naar de kust en het Noorden toe. Een ervan raakt de kust aan Frans-Belgische grens en is verantwoordelijk voor de zeer schelprijke stranden aldaar. Verder noordelijk wijken deze gebieden van de kust weg. De verbrokkeling gaat gepaard met een verarming; waar in het centrale gedeelte nog 50 % der monsters boven 16 % schelpen bevatten vermindert dit naar de rand waar deze klasse uitzonderlijk wordt.

3) Gebieden met gemiddeld schelpgehalte (0,2 - 8 %)

Deze gemiddelde groep neemt de overblijvende ruimte in. In het Zuiden duidelijk met het karakter van een overgangsgroep die weinig ruimte inneemt; in het Noorden echter dominant. Wanneer we de detailwaarden nagaan komt een verder verschil tot uiting. In het Zuiden overheersen duidelijk de gehalten tussen 4 en 8 % terwijl ten Noorden ze overheersend onder 2 % liggen. Ook de uitzonderingen zijn interessant, enerzijds de lagere waarden voor de IJzermonding die het belang van de schelpvrije vlek aldaar vergroot, anderzijds de hogere waarden ten Westen van Brown Bank die ook daar aansluiten met een hogere groep.

2.2.2.3.-

De literatuur bevat omzeggens geen kwantitatieve informatie over deze parameter die duidelijk nochtans een grote differentiërende waarde bezit en derhalve belangrijk is voor de interpretatie van de huidige sedimentatie en evenzeer voor het verklaren van fossiele afzettingen. Zo vertonen bv. de Pliocene zanden van East Anglia en van het Antwerpse eenzelfde variatie van schelpgehalte.

1) Een zeker schelpgehalte kan als normaal beschouwd worden in deze ondiepe en door golven en getijdestroming goed doorluchte waters. We kunnen derhalve als eerste probleem beschouwen waarom een algemene trend tot vermindering van het schelpgehalte van Zuid naar Noord aanwezig is. Er is geen enkele aanduiding dat de progressieve vermindering van het getijdeamplitudo naar het Noorden toe en derhalve ook van de getijdestroming een kwaliteitsvermindering van het water zou veroorzaken. Ecologisch ongunstige omstandigheden dienen dus in de bodemcondities gezocht.

Een vergelijking van de spreiding van grint en schelpen geeft een zeer belangrijke positieve correlatie. In het Zuiden komen beide systematisch samen voor. Tijdens de analyses was daarbij opgevallen dat, afgezien van een paar zuivere biohermen, hoge schelpgehalten steeds veel schelpgruis bevatten, terwijl de lage schelpgehalten gekenmerkt waren door een hoog percent aan hele schelpen. De rijkdom aan

gebroken schelpen wijst op herwerking, met zelfs aanzienlijk transport. De schelpen gedragen zich als een residuele zware fractie. Hoge gehalten getuigen dus van stabiele, plaatselijk zelfs erosieve zeebodem. Ze zijn het gevolg van een integratie over de tijd van het schelpleven op een constant vlak.

Een tweede positieve correlatie bestaat tussen het schelpgehalte en de intensiteit van het bodemreliëf. De grens van opvallend hoge zuidelijke gehalten met uniform lage noordelijke valt goed samen met het verdwijnen van de zandbanktopografie, en valt niet samen met enige opvallende verandering in de samenstelling van de zandbodem. Enerzijds mag worden aangenomen dat het topografisch gevarieerd zandbankengebied eveneens meer gevarieerde en dus gunstige ecologische omstandigheden oproept. Anderzijds toonde Houbolt (1968) dat de vlakkere zeebodem ten N van $51^{\circ} 45'$ gekenmerkt wordt door transversale megaripples die een momentbeeld zijn van de migratie van zandgolven. Bodemorganismen worden daardoor plots bedolven onder een voortschrijdend zandlichaam wat een uitermate ongunstig milieu is. Ook de flanken en de top van de zuidelijke zandbanken zijn gekenmerkt door deze snelmigrerende megaripples, maar de voet van de banken en de geulen tussenin zijn een veel stabielere en gunstige milieu.

2) De vlekken met laag schelpgehalte langs de kust kunnen niet op dezelfde manier verklaard worden. Het verspreidingsbeeld geeft een positieve correlatie met de riviermonden, waarbij iedere tong een zuidwestelijke afwijking vertoont. Dit komt overeen met de ebstroomrichting en is een aanduiding dat deze schelparme zones met invloeiende continentale watermassa's te correleren zijn. In sommige omstandigheden zou de oorzaak het zoete karakter van het instromend water kunnen zijn. Afgezien van de Rijnmond hebben deze estuaria slechts een uiterst geringe invloed op het zoutgehalte. Derhalve moeten nog andere fysico-chemische oorzaken spelen, waaronder pollutie. In deze hypothese verdient men na te gaan of de tong ten Noorden van Europoort niet te wijten is aan effluentia van het grootstedelijk gebied van Den Haag. Omgekeerd dient aangestipt dat de IJmond deze negatieve invloed mist en dat hier integendeel duidelijk hogere schelpconcentraties voorkomen.

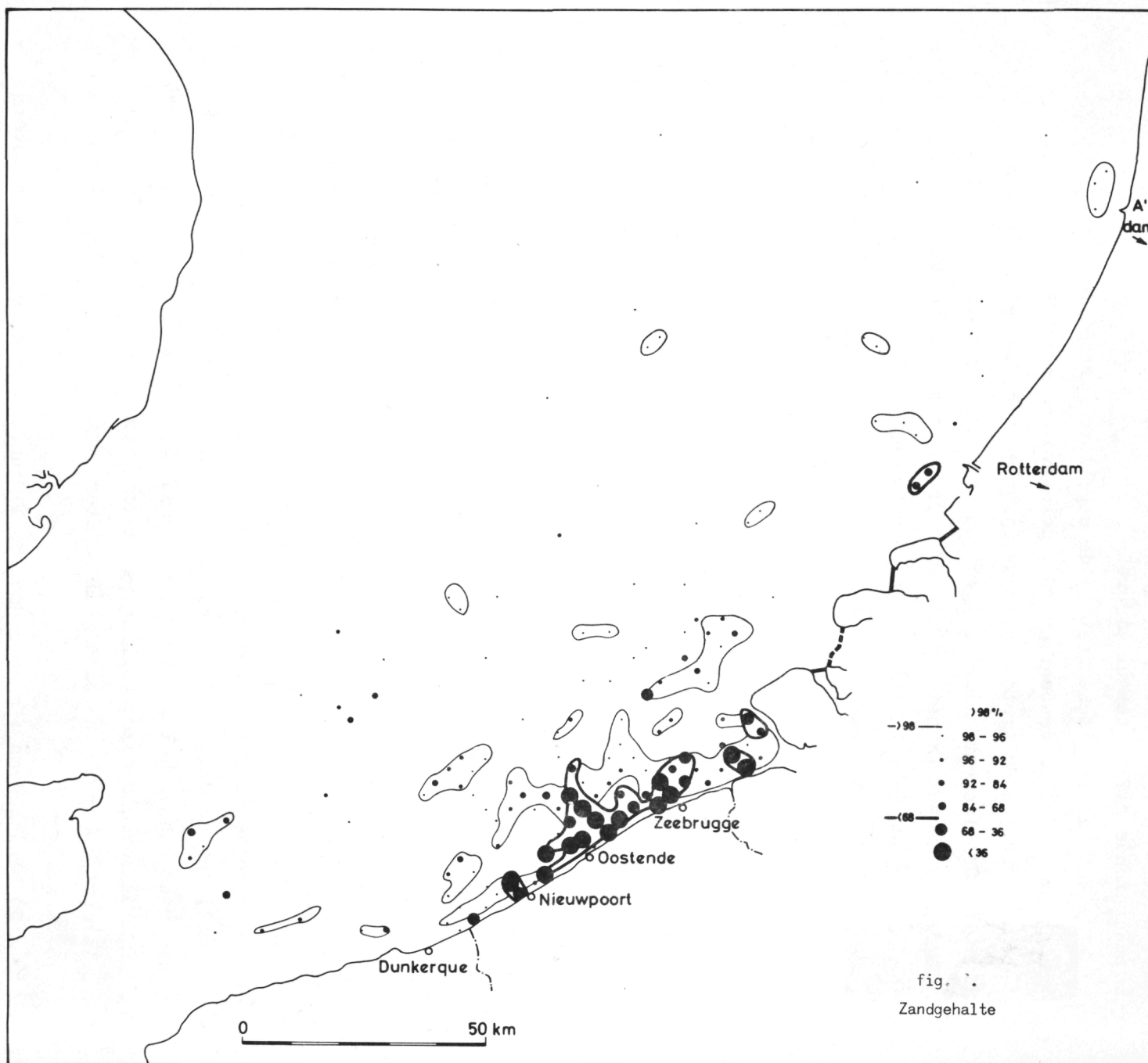


fig. 1.
Zandgehalte

Hieruit kan besloten worden dat het Amsterdams stedelijk gebied geen polluerende effluentia uitstuurt.

Voor de Belgische kust is de negatieve invloed van de IJzermonding duidelijk genoeg, en moet derhalve ook eenzelfde verband bestaan tussen de grote schelpenvrije vlek vóór de Belgische Oostkust en het Schelde-estuarium. De getijde ebstroom trekt de vervuilde Scheldewaters naar het Zuidwesten waar ze versterkt worden door effluentia van de stedelijke kustzones. Deze kustwaters worden dan opgenomen door het algemeen stroompatroon in volle zee en naar het Noorden gestuwd door de vloedstroom.

2.2.3.- Zandgehalte

2.2.3.1.-

Er dient aan herinnerd te worden dat het zandgehalte niet berekend werd op het totale monster maar op de detrietische fractie. Deze werd bekomen na verwijderen van elementen grover dan 2 mm, van carbonaten en van organische stoffen. Door zeven op 62 μ wordt dit detrietisch sediment gesplitst in de zandfractie en de suspensiefractie (slijk). De kaart geeft de waarde van het zandgehalte en terzelfdertijd de waarde van het complementaire slijkgehalte (fig. 7).

De gedetailleerde analytische klassen die door symbolen zijn weergegeven kunnen zinvol in drie groepen worden ingedeeld : van 100 tot 98 % zand, tussen 98 en 68 % zand en minder dan 68 % zand.

2.2.3.2.-

De verspreiding van deze drie groepen is zeer kenmerkend :

1) Zuiver zand : 90 % van de monsters behoren tot deze categorie en meer dan de helft bevatten meer dan 99 % zand. Het beeldtoont dat dit de normale samenstelling is van de zuidelijke Noordzeebodem. Verspreid komen een twintigtal monsters waarvan het slijkgehalte tot 5 % stijgt.

2) Slijkbodems : minder dan 68 % zand. De meeste van de monsters in deze groep hebben in feite minder dan 36 % zand en zijn dus echt slijk. Een omvangrijk gebied ligt vóór de Belgische Oostkust en sluit

aan bij een paar kleinere vlekjes in de estuariummonding. Laten we hier opmerken dat aflijning van dit areaal niet nauwkeuriger kan zijn dan de monsterafstand t.t.z. 5 km. Het bevestigt dus slechts het veel meer gedetailleerd beeld door Bastin (1973) opgesteld. Vóór de IJzer- en Rijnmondig ligt telkens een kleine vlek.

3) Slijkerig zand : tussen 2 en 32 % slijk. Dit type van overgangssediment ligt essentieel vóór de Belgische kust. Het verbindt onderling de zuivere slijkarealen tot één groot slijkhoudend gebied vóór de Belgische kust. Verder in zee komen nog enkele langgerekte vlekken voor in het gebied van de Vlaamse- en Zeelandbanken, overeenkomend met ondiepe geulen.

Verder noordwaarts liggen nog enkele kleine vlekjes, o.a. voor de monding van de Rijn en nu ook van het Y. Opmerkenswaardig is de praktisch volledige afwezigheid in de open maar toch ook diepere zee.

2.2.3.3.-

1) Typisch voor het studiegebied is het praktisch zuivere zand. Inderdaad men kan verwachten dat de zeer intensieve voorbehandeling ook kleifilmen, die aan de korrels gehecht waren, of aggregaten werden losgemaakt en dat de analyse dus een zeker suspensiegehalte geeft dat in het natuurlijk sediment niet eens als dusdanig voorhanden was.

Het bewijst dat over het ganse gebied de bewegingsenergie van het water groot genoeg is om de suspensiefractie voortdurend uit te wassen en dus te beletten dat slijk definitief ter bezinking komt.

Moens (1972 en hier) toont dat de suspensielading in de open Noordzee gemiddeld eerder gering is, nl. 3 mg/l, maar dat bij stormweer het gehalte aanzienlijk toeneemt. Een as met geringe suspensielading in het midden van de Southern Bight was reeds door Maff (1957) getoond. Het samenvallen met het maximum aan saliniteit kan wijzen op het invloeden van klaarder Atlantisch water.

Twee krachten werken samen om de afwezigheid van kleisedimentatie te verklaren. Aangevoerd suspensiemateriaal bezinkt tijdens de stilstandsfazen van de getijdekentering. Uit het overzicht van Moens (1972) blijkt dat de gevormde suspensievlokken mogen beschouwd worden te

bezinken met een snelheid van 30 cm per uur. Bij afwezigheid van turbulentie mag dus gesteld worden dat bij een diepte van 30 m het water volledig is gezuiverd in zes dagen. Het gemiddeld kleipartikel zal zich daarbij verplaatst hebben over een afstand gelijk aan 12 maal de getijdestroom.

De gesedimenteerde vlokken zullen echter terug worden geërodeerd bij toename van de turbulentie tijdens het maximum van de getijdestromen en vooral door golfbeweging tijdens stormperiodes. Migniot (1968) en Lebon (hier) tonen dat kritische erosiesnelheid afhangt van de rigiditeit van het slijk t.t.z. van zijn compactie en dus van zijn ouderdom. Het suspensiemateriaal zal dus sprongsgewijs worden vervoerd tot het uiteindelijk een plaats bereikt waar het ook door de hevigste stormen niet meer wordt uitweggeërodeerd. Onze analysecijfers tonen aan dat dit sedimentatieareaal buiten het studiegebied ligt. Theoretisch is dit te voorzien door de geometrie van het gebied. De maximum diepte bedraagt inderdaad niet meer dan 60 m, t.t.z., ongeveer de helft van de golflengte der golven. Anderzijds is stormweder meest veroorzaakt bij Noordwester winden die met maximale fetch overeenkomen. Bij storm mag dus hoge bodemturbulentie verwacht worden tot op een diepte van 60 m.

Er kan met zekerheid dus besloten worden dat golfturbulentie de hoofdverantwoordelijke factor is die de permanente slijkaftzetting belet en dat de getijdestroom verantwoordelijk is voor de stapsgewijze uitvoer van het suspensiemateriaal in de richting van de getijdereststroom, *in casu* naar het Noorden.

2) Tegenover dit schema vormen de slijkrijke gebieden langsheen de kust een volkomen anomalie. Normaal wordt in ondieper kustwaters een grotere golfturbulentie verwacht en derhalve afwezigheid van kleis sedimentatie. Juist omwille van de pollutieeigenschappen van klei is de studie van deze afzettingen dan ook zeer belangrijk.

De kleine slijkvlekken vóór de monding van IJzer en Rijn kunnen gemakkelijk worden verklaard doordat het ritme van aanvoer er lokaal groter is dan de snelheid waarmee het gesedimenteerde slijk opnieuw wordt in suspensie gebracht en afgevoerd.

De oorzaken echter van de bijzonder grote slijkstrook vóór de Belgische Oostkust zijn minder eenvoudig omwille van de uitzonderlijke uitgestrektheid ervan. Ze kunnen hoofdzakelijk herleid worden tot de vragen welke de bron is van dit slijk en waarom het daar blijft liggen.

a) De getijdestroom vanuit het Nauw van Kales voert Atlantisch water aan met een geringe turbiditeit [Lee and Folkard (1969)]. De kustwaters dragen nochtans meer suspensielading en Van Veen (1936) schatte de jaarlijkse doorvoer van slijk naar het Noorden op $2.000.000 \text{ m}^3$. Hier- van echter zal veel minder dan de helft langs de zuidelijke kust ver- voerd worden en uiteindelijk kunnen bijdragen tot de betrokken sedi- mentatie. Wel dient er rekening mee gehouden te worden dat een verdere ontwikkeling van de haven- en industriële activiteit in het gebied van Calais-Duinkerken een toenemend effect op de stroomafwaartse sedimen- tatie vóór onze kust kan hebben.

Van Veen (1936) die het anormale karakter van deze slibvelden begreep en Bastin (1973) die hun uitgestrektheid nauwkeurig op kaart bracht menen dat de bron dient gezocht te worden in dagzomende tertiaire kleilagen, die door de zee terplaatse worden geërodeerd. Men mag hier- bijvoegen dat in de rechtermonding van de Schelde ook eventueel fossiele Calais-kleien kunnen voorkomen. In de geulen zou deze klei- ondergrond kunnen bereikt worden en door stromingen geërodeerd, of zoals R. Faas mondeling suggereerde door biogene erosie zoals krab- graafwerk. Tot nu toe echter werden geen ontsluitingen gelokaliseerd en het valt te betwijfelen of deze bron het geheel van deze sedimentatie zou kunnen verklaren.

Wij zijn echter van mening dat de bijdrage van de Schelde in deze sedimentatie ook door Van Veen (1936) werd onderschat. We toonden vroeger reeds dat de som van het jaarlijkse suspensietransport van de rivieren die het Scheldebekken uitmaken de $2.000.000 \text{ ton}$ kan bereiken en soortgelijke cijfers waren door Wollast (1971) langs andere benadering als waarschijnlijk geacht. Deze lading zal historisch voortdurend toegenomen zijn tengevolge van bodemerosie, nieuwe land- bouwtechnieken, riolering en uitbreiding van het wegstelsel. Waar de normale sedimentatie van het rivierslijk in de alluviale vlakten

gebeurt is er tegelijkertijd een historische ontwikkeling om een steeds toenemend deel naar zee uit te voeren. Dit wordt veroorzaakt door toenemende bedijking der rivieren waardoor overstromingen zeldzaam worden, inpoldering van schorren waarvan alleen nog het Land van Saaftingen overblijft dat snel naar rijpheid evolueert.

ERTS-foto's, waaronder fig. 8, toonden onmiskenbaar de zeer turbiede waters van de beneden-Schelde die aansluiten bij het zeer vervuild areaal vóór de Oostkust. Een soortgelijke maar scherp afgelijnde suspensiepluim vóór de Rijnmonding is zeer duidelijk. Vermits de huidige Scheldemonding slechts 1200 jaar bestaat en de uitvoer historisch zeer sterk toeneemt kan men besluiten dat ook de slijkvlek vóór de kust van jonge datum is en recent aanzienlijk moet toenemen. De slijksedimentatie blijkt geen eigen morfologische vorm te ontwikkelen, maar eerder de zandbankentopografie te bedekken. Om het aspect van de ouderdom en de sedimentatiesnelheid van het slijkareaal definitief op te lossen is een programma van geofysisch onderzoek noodzakelijk, aangevuld met kernboringen.

b) De ligging van het slijkareaal betekent nu dat meer slijk wordt aangevoerd, voornamelijk uit de Schelde, dan weggevoerd naar dieper water. Het is echter niet mogelijk het belang van de afzetting onmiddellijk te correleren met de hoeveelheid aangevoerd slijk. Inderdaad, het is duidelijk dat de totale hoeveelheden aangevoerd door de Rijn en Maas veel groter zijn en toch een veel geringere slijksedimentatie voor de kust optreedt.

Biologische aggregatie van slijkpartikels kan aanzienlijk bijdragen tot een snellere bezinking en tot een hogere weerstand aan de erosie. Er is echter geen duidelijke aanduiding dat dit proces voor onze kust belangrijker zou zijn dan voor de Rijnmonding.

Bodemdiepte in het slijkareaal is bijzonder gering en overtreft nooit 20 m. Golfturbulentie is derhalve hoog en men verwacht daardoor moeilijk blijvende sedimentatie. Moens (1973 en hier) mat trouwens hoge turbiditeit van deze kustwaters, die op de ERTS-foto (fig. 8) duidelijk tot uiting komt met een wolkachtig patroon. In vergelijking met de



fig. 8.

ERTS-foto, band 0,6 - 0,7 μ , 23 maart 1973

Rijnmonding is de golfenergie aanzienlijk geringer omdat de algemene diepte vóór de kust kleiner is en vooral omdat de talrijke Noordoost strekkende zandbanken de golven vroegtijdig breken en dus hun energie dempen. Deze kustzone bevindt zich dus in een golfschaduw, zodat zich sublagunale condities instellen.

Bastin (1973), aangevuld door Moens (1973), vond door de studie van de getijdestromen dat het slijkareaal gekenmerkt was door zeer geringe en zelfs convergerende getijdestromen. Dit betekent dat de waters in het gebied zeer lang omzwerven met slechts geringe ontsnapingskansen. Een langere verblijfsduur verhoogt de kans op sedimentatie, terwijl hernieuwde erosie niet noodzakelijk uitvoer van het slijk betekent. In 1973 suggereerden we dat deze stroming het uitzicht had van een rechtsdraaiende wervel opgeroepen door de zijdelingse pompactie van het Schelde-estuarium. De hoofdgetijdestroom wordt daardoor van de kust weggeduwd zoals de divergentie van het bankensysteem aanduidt. Door opname van het wrijvingseffect in het mathematisch model kon inmiddels Nihoul (1975) een dergelijke wervel simuleren.

Al deze redenen zijn goed en dragen blijkbaar hun deel bij tot het ontstaan van het slijkareaal dat we globaal dus kunnen verklaren door de tendens tot vorming van een buitenlagune achter prelittorale banken in dewelke een toenemende hoeveelheid suspensiemateriaal binnenkomt, er een lange verblijfsduur heeft tengevolge van het patroon van de getijdestromen, daardoor slechts weinig kans op uitvoer heeft maar veel meer op sedimentatie.

3) De groep van gemiddeld slijkgehalte is en feite veel smaller dan de groepsgrenzen van 98 tot 68 % zand. Inderdaad liggen de overgrote meerderheid van de monsters tussen 2 en 6 % slijk. Alhoewel de Van Veen-grijper weinig waarneming toelaat omtrent de oorspronkelijke gelaagdheid kunnen we toch aannemen dat in veel gevallen deze cijfers het resultaat zijn van het mengen van slijklaagjes met zuiver zand. Zeer dikwijls meent men een bedekking van een recent zeer los slijk op het zand waar te nemen. Deze laag kan dan beschouwd worden als een tijdelijke sedimentatie en dus toevallig. In het Zuiden liggen echter verschillende kleine arealen in de diepere geulen tussen de zandbanken, wat op het bereiken van evenwichtscondities wijst. Het grote gebied voor onze kust dat de zuivere slijkvlekken verbindt lijkt ons een aanduiding te zijn dat de slijksedimentatie aan uitbreiding wint.

2.2.4.- Carbonaatgehalte

2.2.4.1.-

We beschouwen hier alleen het carbonaatgehalte van de fractie kleiner dan 2 mm . We beschikken derhalve over twee waarden van kalkgehalte waarvan de onderlinge vergelijking waardevol kan zijn.

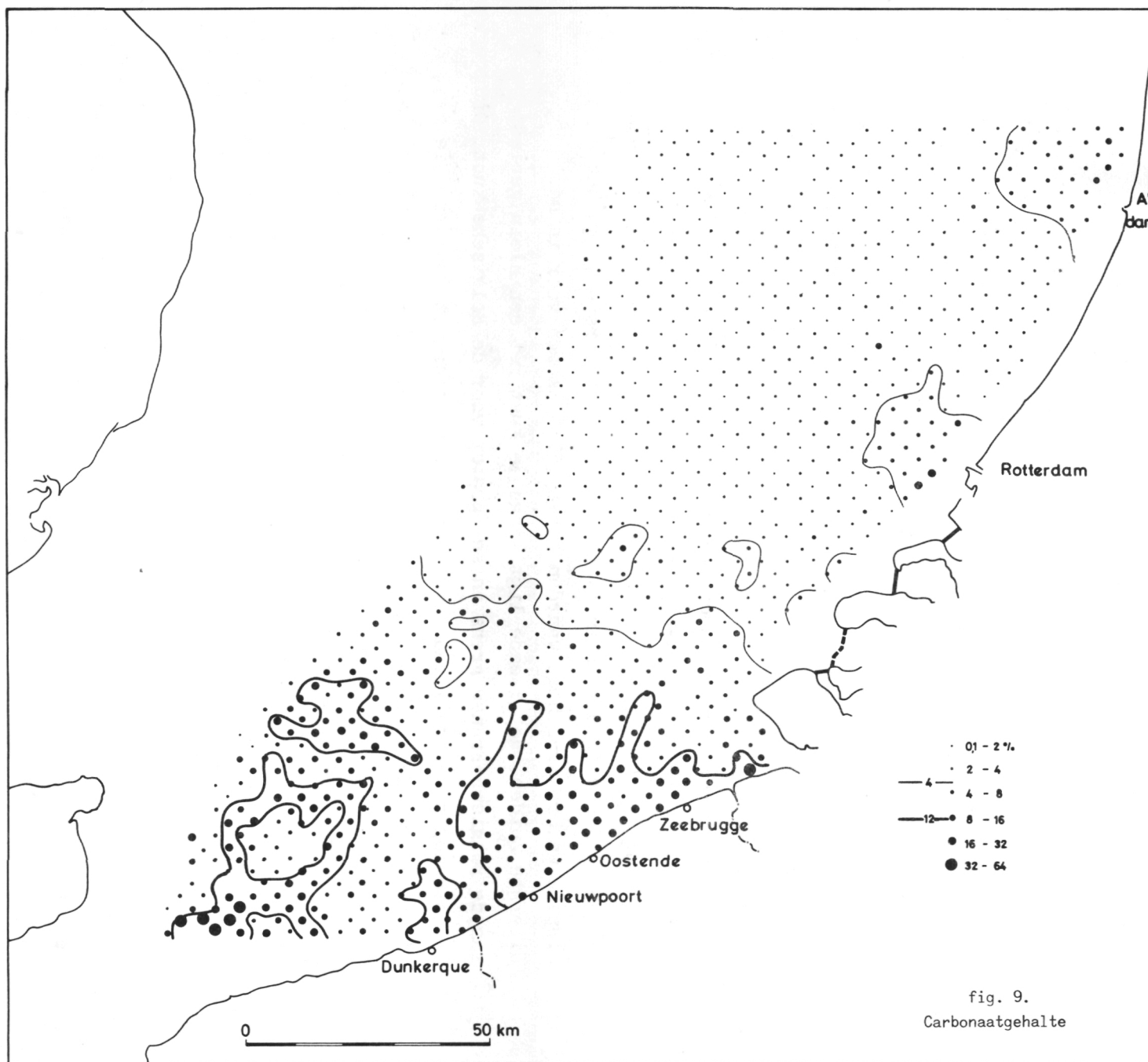
De analyseresultaten werden door symbolen in 7 klassen weergegeven volgens een logaritmische schaal. Ze konden worden gebundeld in 3 groepen volgens de grenzen 4 en 12 % . De limiet 12 % werd gekozen omdat in de klasse 8 - 16 % de monsters niet meer dan 12 % zinvol aansloten bij de groep boven 16 % .

2.2.4.2.-

Fig. 9 vertoont een zeer regelmatig verspreidingsbeeld met een mooie trend naar lagere carbonaatgehalten van Zuid naar Noord.

1) Hoog gehalte boven 12 % komt uitsluitend voor ten Zuiden van 51° 35' . Het valt uiteen in twee gebieden. Het eerste volgt het diepste water. Heel hoge waarden boven 50 % komen voor in het uiterste Zuiden. Het tweede ligt langs de kust met een klein gebied aan de Belgisch-Franse grens en een groter voor de Belgische kust. Dit laatste heeft verschillende smalle uitlopers naar het Noorden, die een duidelijke trand aangeven maar waarvan het beeld misschien niet volledig juist is door de grote monsterafstand.

2) Gemiddeld carbonaatgehalte tussen 4 en 12 % bezet het overblijvende gebied ten Zuiden van 51° 45' en de eenvoudige grenslijn die hier kan getrokken worden toont wel de duidelijke carbonaatgradiënt in deze richting. Binnen in de groep zijn de waarden ook duidelijk hoger in het Zuiden en naar het Noorden verschijnen geleidelijk meer waarden van laag gehalte. Nochtans kunnen slechts twee vlekjes met gehalte lager dan 4 % worden afgelijnd. Onmiddellijk ten Noorden van de grenslijn kunnen anderzijds nog drie vlekken met gemiddeld gehalte worden afgelijnd. Een uitzondering daarop maakt dan het opvallend gemiddeld gehalte langs de Nederlandse kust, met vlekjes vóór de noordelijke deltamonden, een groot areaal vóór de Rijnmond en een nog groter gebied vanaf de Y-mond.



3) Laag carbonaatgehalte, minder dan 4 %, komt aneengesloten alleen voor in het Noorden. De verminderingstrend wordt hier voortgezet, daar in de zuidelijke helft meest 2 - 4 % voorkomt en in het Noorden de laagste klasse duidelijk overheerst. Ook het gebied langs de kust is duidelijk rijker dan in volle zee.

2.2.4.3.-

De algemene trend tot vermindering naar het Noorden en de zeer scherpe grens tussen een monotoon kalkarm gebied en een kalkrijk gebied komt volledig overeen met de spreiding van het schelpgehalte. Hieruit volgt dat dit kalkgehalte essentieel terugslaat op biologische activiteit, langs stukgeslagen schelpen en microfossielen. Ook het gebied vóór de Belgische-Franse kust kwam met hoog schelpgehalte overeen.

Het feit dat schelpen en schelpengruis samen optreden en naar het Noorden samen verdwijnen toont het relatief minder transportkarakter van het schelpengruis. Schelpengruis is dus daar belangrijk waar er veel schelpen zijn en dus waar er veel leven is. Al is het gruis detrietisch het wordt niet ver vervoerd. We moeten hieruit voor het Zuiden op een veel groter molluskendensiteit besluiten. Ook de vlek voor het Y kwam overeen met een duidelijk grotere rijkdom aan schelpen. Het grote carbonaatrijke gebied vóór de Belgische kust en de relatief rijke vlek vóór de Rijnmonding kunnen zó niet verklaard worden.

Voor de Belgische kust komt het gebied overeen met meestal schelparme tot volkomen schelpvrije sedimenten en terzelfdertijd met een stijgende slijkgehalte. In het maximale slijkareaal zonder schelpen zijn waarden tussen 20 en 30 % algemeen. Het kalkgehalte is hier dus aanwezig in de fijne suspensiefractie. Gefractioneerde mineralogische analyse, op een aantal monsters uitgevoerd door Laurent (1975), bewees dat het maximum van het carbonaatgehalte in de fijne siltfractie ligt. Als eerste bron zou de slijtage van de schelpfragmenten tot kalkmeel kunnen gelden. Het samenvallen echter met de schelparme slijken vóór Schelde- en Rijnmonding maakt dit weinig waarschijnlijk. Integendeel kan juist dit verband erop wijzen dat de bicarbonaatrijke continentale waters bij hun overgang naar het marien milieu gunstige

fysico-chemische condities doormaken voor de neerslag van carbonaat. Analysen door Wartel (Projekt Zee, vol. 10) tonen de grote waarschijnlijkheid aan van deze verklaring.

Dit benadrukt nogmaals het hydrodynamisch verschil tussen de situaties voor de Schelde- en Rijnmond. In het eerste geval worden de sedimentatieprodukten vóór de kust gevangen en geconcentreerd, in het tweede geval worden ze gemakkelijk in open zee gedispergeerd.

2.2.5.- Gemiddelde korrelgrootte van de zandfractie

2.2.5.1.-

Minder dan 20 % van de monsters zijn door hoge grint- of kleigehalten gekenmerkt zodat de zeebodem van de zuidelijke Noordzee essentieel uit zand is opgebouwd. Zand wordt langs de bodem vervoerd en zowel zijn bewegings- als zijn rusttoestand worden bepaald door een kwadratische relatie van zijn korrelgrootte met de snelheid van het water. De korrelgrootte van het gesedimenteerde zand is dus in evenwicht met de heersende stromingen. De zandfractie heeft gewoonlijk een logaritmisch normale korrelverdeling, waarvan de top van de verdelingscurve evenredig is met de gemiddelde stroomsnelheid en de spreiding van de curve een maat van de variabiliteit van de stromingen. Om de top van de verdelingscurve te kenmerken zijn verschillende benaderingsmogelijkheden. We opteerden hier voor de mediaan : de 50 %-waarde kan gemakkelijk grafisch worden afgelezen van een cumulatieve verdelingscurve. In afwezigheid van sterke asymmetrie is de mediaan een zeer representatief gemiddelde. De asymmetrie is gering vermits de zandfractie werd berekend na verwijderen van grint, schelpen en suspensiegehalte.

In fig. 10 werden de waarden voorgesteld in 9 logaritmische klassen volgens kwart- ϕ waarden. Ze werden na studie van de verspreiding in 4 groepen verdeeld, die we eenvoudige namen gaven. Het aflijnen van de verschillende groepen was veel moeilijker dan op de andere kaarten. In zekere mate is dit veroorzaakt doordat we 4 groepen onderscheiden; de moeilijkheden kwamen echter vooral in het Zuiden voor, wat wijst op

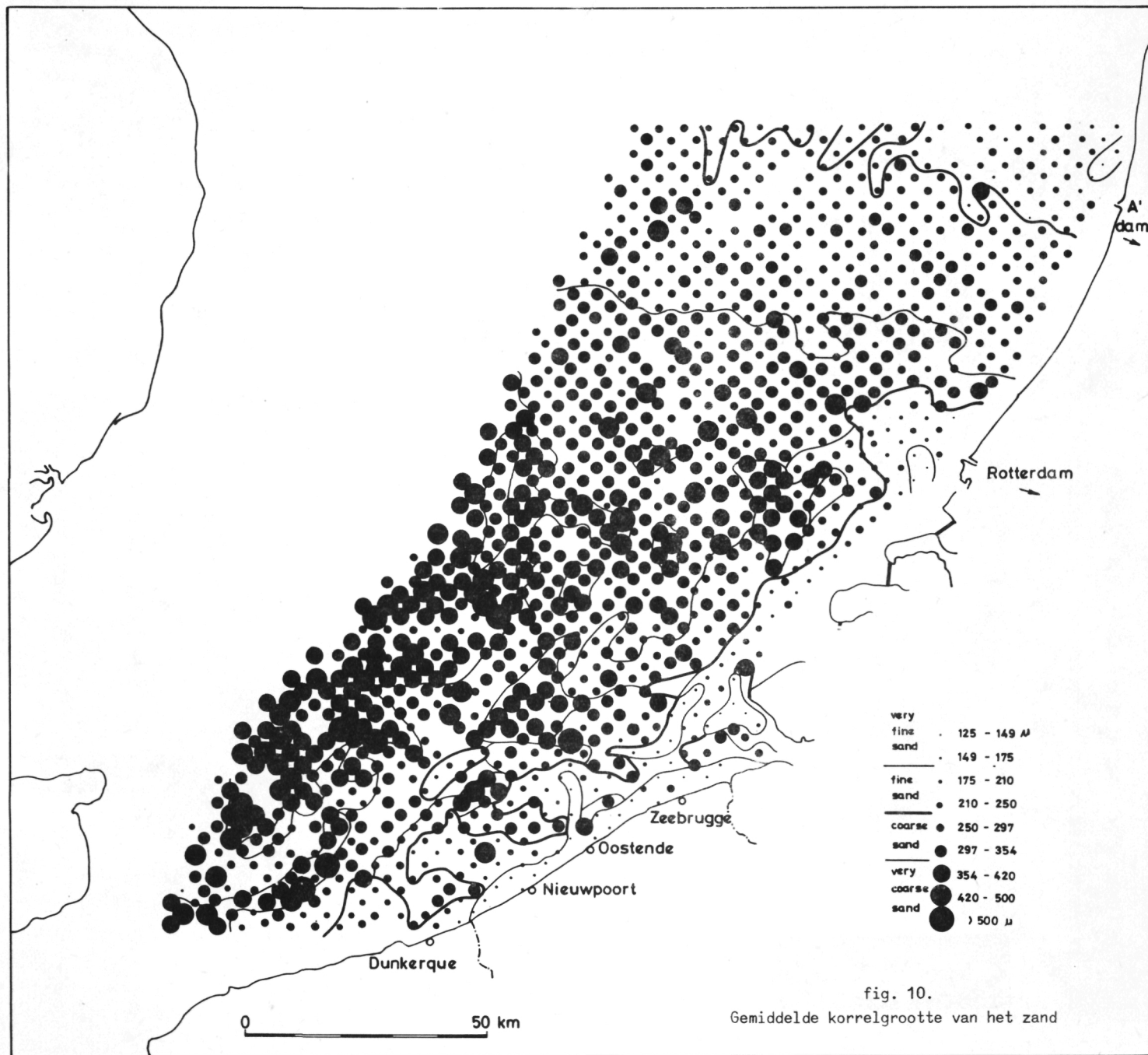


fig. 10.
Gemiddelde korrelgrootte van het zand

sterk schommelende korrelgrootten in functie van gevarieerde topografie. De bemonsteringsafstand is natuurlijk veel te groot om de korrelgrootteverschillen weer te geven die overeenkomen met de snelheidsverschillen op de top, op de flank of de voet van een zandbank. Toch werd een zeer zinvol verspreidingsbeeld verkregen.

2.2.5.2.-

- 1) Zeer fijn zand, gemiddelde kleiner dan 175μ

Zeer fijn zand is opvallend alleen aanwezig langsheen de kust. Twee kleine vlekjes nabij de mondingen van Y en Rijn. Heel belangrijk is de gordel langs de Belgische kust en de vlekken op en vóór de driehoekige estuariumplaat van de Schelde.

- 2) Fijn zand, gemiddelde tussen 175 en 250μ

In het uiterste Noorden verschijnt een concentratie van fijnzand waarden ten Noorden van $52^{\circ} 30'$. Verder zuidelijk langsheen de kust is een brede bult gecenterd rond de Rijn-Maas monding en zet zich voort in een smalle gordel tot aan het Schelde-estuarium. Voor de Belgische kust verbreedt de zone maar is tevens onderbroken door grover zand in de Vlaamse banken. In de open zee is slechts een kleine vlek ten Zuiden van de West Hinder Bank te signaleren.

- 3) Zeer grof zand, gemiddelde groter dan 350μ volgt een tegengesteld patroon. Het grootste gebied ligt in het Zuidwesten en komt met dieper water overeen. Het is niet alleen het meest uitgestrekt gebied maar heeft tevens het meest aantal waarden boven 420μ . Naar de kust toe komen enkele minder grote en minder homogene vlekken voor tussen Sandettie en de Vlaamse banken en tussen Hinder en Zeelandbanken. Ook ten Noorden van deze laatste ligt nog een vlek die vrij dicht de kust nadert. Opmerkelijk is dat al deze grove arealen naar het Noorden op gelijke hoogte ophouden. Ten Noorden van 52° komen inderdaad nog slechts enkele geïsoleerde grove monsters voor.

- 4) Grof zand, gemiddelde tussen 250 en 350μ

Deze groep dekt ongeveer de bestudeerde oppervlakte en vindt men tussen het fijn en zeer grof zand. Grandige studie van de spreiding van de oorspronkelijke analysewaarde wetigt echter een fijnere opsplitsing

in twee subklassen, *gemiddeld grof zand* met mediaan tussen 250 en 297 μ en *nogal grof zand* met mediaan tussen 297 en 350 μ . In het Noorden is er tussen beide subklassen een scherpe grens te trekken bij 52° 12'. Ook de symbolen laten toe vast te stellen dat ten Noorden hiervan vooral gemiddeld grof zand voorkomt, en ten Zuiden hoofdzakelijk nogal grof en zelfs hier veel verspreide waarden zeer grof. Deze grenslijn is te vervolgen tot aan de kust. In het Zuiden is deze gedetailleerde indeling weinig zinvol omdat het geheel meer overgangskarakter heeft. Hoogstens kan men uit de verhouding de waarden suggereren dat de Zee-landbanken, de oostelijke Vlaamse banken en Sandettie eerder gemiddeld grof zijn, terwijl de Hinder en de westelijke Vlaamse banken nogal grof zijn.

2.2.5.3.-

Uit de beschrijving is reeds gebleken dat de bijzonderste korrelgrootte trends, die Jarke (1956) heeft onderscheiden, bevestigd worden, maar dat meer monsters het beeld hebben verfijnd en gecompliceerd. Bij het opstellen van verklaringen voor de korrelgrootteverspreiding zijn we van de hypothese uitgegaan dat de bemonstering van de bovenste sedimentlaag slechts moderne, en geen fossiele, sedimenten heeft bereikt, in evenwicht dus met de huidige hydrodynamische condities. De resultaten kunnen in drie groepen worden verdeeld.

1) De algemene korrelgroottevermindering naar het N. Deze trend is zeer scherp door evenwijdige E-W lijnen afgetekend. Grover dan 350 μ ten Zuiden van 52° N, grover dan 300 μ ten Zuiden van 52° 12' en grover dan 250 μ ten Zuiden van 52° 25' N. De transportstroom loodrecht op deze lijnen is dus evenwijdig aan de kust van Zuid naar Noord. Aangezien er een relatie bestaat tussen de transportsnelheid en het kwadraat van de doormeter der deeltjes zien we van 52° tot 52° 25' een sterke vermindering van de snelheid. Voor een korrelgroottevermindering van 350 tot 250 μ zou de snelheid met een derde dienen te verminderen. In dit gebied zijn de getijdestromen mooi tegengesteld met een reststroom naar het NNE tengevolge van een constant overwicht van de vloedstroom. Vermits over eenzelfde afstand de

getijdeamplitudo bijna met de helft vermindert zal echter ook de vloedstroom in sterkte afnemen. Het fijner wordende zand blijft nochtans in transport op deze vrij vlakke zeebodem zoals door Houbolt (1968) werd afgeleid uit de aanwezigheid van diverse asymmetrische megaripples, met steile voortschrijdingshelling naar het Noorden.

2) Ten Zuiden van 52° gaat de stijging van de gemiddelde korrelgrootte niet meer door en wordt het korrelgrootte beeld onregelmatig. Gelijktijdig verdwijnt de vlakke zeebodem en verschijnt de banken topografie. Deze drie verschijnselen zijn gecorreleerd en hebben eenzelfde oorzaak. Het getijdeamplitudo verhoogt nog aanzienlijk en de vloedstroom zal dus ook nog aan snelheid winnen. Normaal zou derhalve nog grover zand dienen voor te komen. Zand met gemiddelde boven 420μ is echter zeer zeldzaam en alleen in het uiterste Zuidoosten aanwezig. De reden dient gezocht in het zeer uitzonderlijke karakter van dergelijk zeer grof zand. Moest er meer dergelijk grof zand voorradig geweest zijn in de zuidelijke Noordzee dan zou de bodem vlak gebleven zijn, maar steeds grover naar het Zuiden. Het ontbreken van de daarvoor benodigde korrelgrootte t.t.z. de discrepantie tussen stroomsnelheid en zandvoorraad is ons inziens verantwoordelijk voor het bestaan van de zandbankmorfologie. In deze morfologie ontstaan diepe geulen met grote stroomsnelheden en ondiepe banken met geringere snelheden. In beide is de korrelgrootte weer in evenwicht met de snelheid. In de geulen treedt erosie op en komt het tot een concentratie van grof zand, grint en schelpen, tot deze laag voldoende dik is om verdere erosie te beletten. Het uitgewassen fijner zand bouwt gedeeltelijk de banken op. Op de top en de flanken beweegt het weer met voortschrijdende megaripples t.t.z. is in evenwicht met de heersende getijdestroom.

Houbolt (1968) toonde reeds hoe de korrelgrootte van zand op een bank zeer grote verschillen kon vertonen naargelang de plaats van bemonstering. Gezien de afstand van onze bemonstering is dus een grillige spreiding te verwachten. Enkele spreidingsgroepen dienen toch vermeld. Het grofste bankensysteem zijn de noordelijke Vlaamse banken en de Hinderbanken. Ze zijn strikt parallel met de getijdestroom die

ook hier mooi tegengesteld is met een net overwicht van de vloedstroom naar het NNE.

Minder grof is de Sandettiebank die in het diepste water ligt en die tot eenzelfde korrelgroottefamilie behoort als de Falls. Sandettie is bekend als snel bewegend en is het belangrijkste gevaar voor de scheepvaart op de Kanaal route. Voor Van Veen (1936) waren ze resten van een opgebroken ebparabool. Onze hypothese is dat Sandettie opgebouwd wordt met Falls materiaal. De reststromen in de Falls blijken zuidelijk gericht met een aanzienlijk transport van glaciaal afgeleid zand uit het Noorden. De bank schrijdt vooruit in het diepwaterkanaal waar de stroming te sterk is en het zand door een noordoostelijke reststroom wordt opgenomen en Sandettie opbouwt.

De oostelijke Vlaamse banken zijn eveneens minder grof, wat hier op verminderen de energie lijkt te wijzen. Dit geldt ook voor de Zeelandbanken. Deze hebben een richting die met de Hinderbanken een duidelijke hoek maakt. Men kan dit verklaren door Houbolt (1968) bij te treden die de Zeelandbanken beschouwt als gestabiliseerde fossiele vormen. Het lijkt ons echter dat de getijdestromen te machtig zijn om lang zandbanken te dulden die niet in evenwicht zijn met energie of richting. Een andere mogelijkheid zou zijn dat deze richtingen verband houden met gewijzigde getijdestromen nabij de kust onder invloed van de deltamonden. Het onverklaarde karakter wordt nog onderstreept door de aanwezigheid van lokale zeer grove zand vlekken die zowel sedimentair kunnen zijn als op de aanwezigheid van fossiele sedimenten kunnen wijzen.

3) Het klassieke beeld van hoogste energie in de golfzone langs de kust bestaat helemaal niet in de zuidelijke Noordzee vermits dit korrelgroottegradiënt evenwijdig aan de kust verloopt. Integendeel is de kust duidelijk door lagere energie gekenmerkt. In het Noorden liggen twee kleine vlekken fijner zand voor de Y- en de Rijnmond. In het Zuiden echter worden deze fijne kustzanden zeer belangrijk en zijn de fijnste zanden van het hele gebied. Hun aanwezigheid kan een dubbele oorzaak verklaren. Enerzijds kunnen uit de estuariumgeulen van de Schelde grote hoeveelheden fijne tertiaire zanden naar zee zijn vervoerd.

Anderzijds is de energie voor de Belgische kust aanzienlijk kleiner door de geringere diepte en de aanwezigheid van de talrijke evenwijdige zeer ondiepe zandbanken.

2.2.6.- Besluit

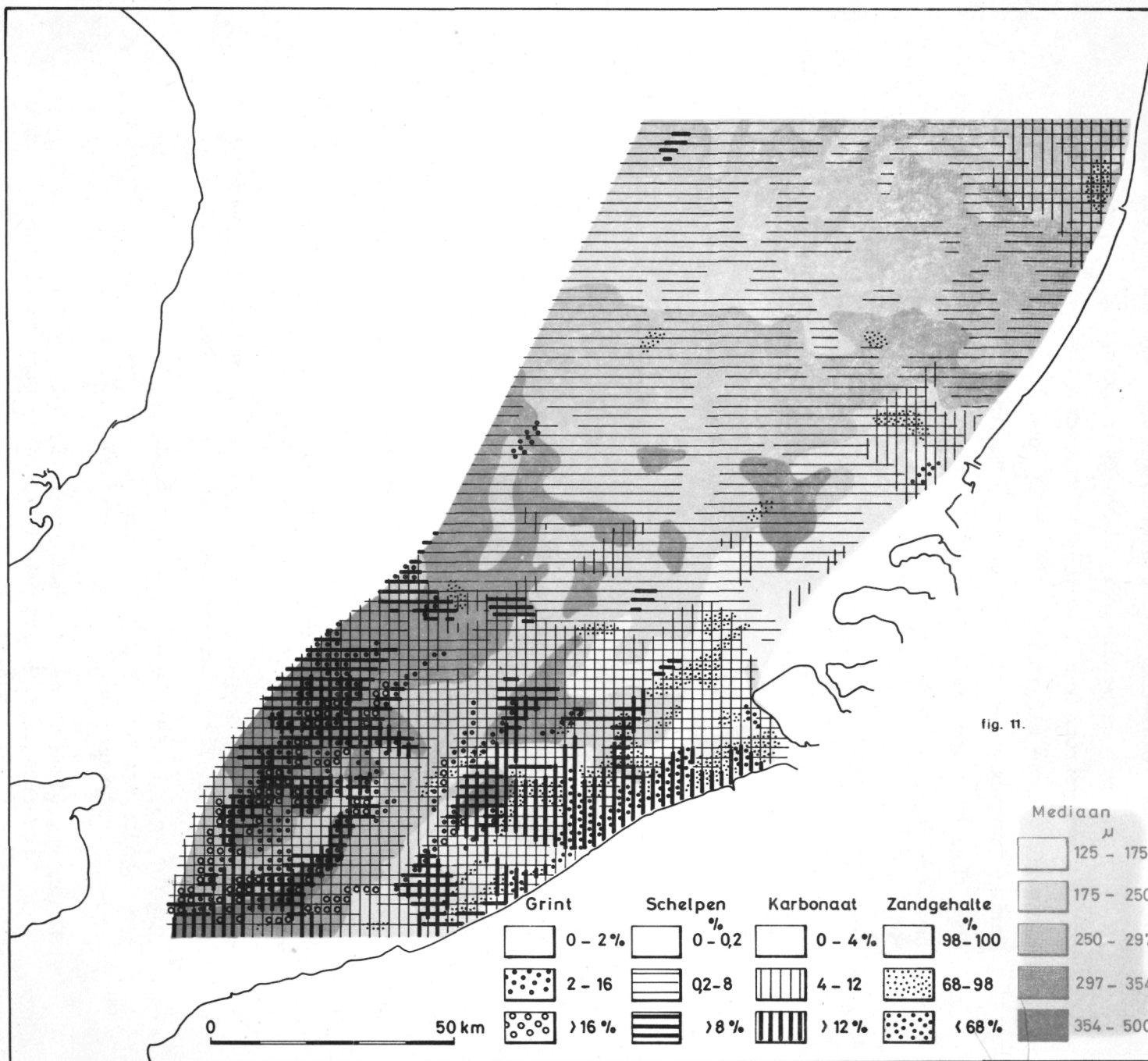
Alle significante variaties van de onderzochte parameters werden samen voorgesteld op fig. 11. Deze is dus een globale sedimentologische kaart van het gebied en laat toe een synthetisch besluit te formuleren.

De sedimentatie in de zuidelijke Noordzee is essentieel georganiseerd in functie van het getijdestroomsysteem dat door de trechtervormige kanaalopening wordt bepaald. De stromingen ontwikkelen daardoor essentieel parallel met de kust en met afnemende snelheid naar het Noorden. Deze stromingen hebben de voorraad losse sedimenten die in de zuidelijke Noordzee tengevolge van zijn geologische evolutie aanwezig was geordend en zowel de spreidingen van de sedimenttypen als het reliëf zijn hiervan het resultaat.

Het Zuiden wordt gekenmerkt door de bankentopografie ontstaan als aanpassing van de aanwezige korrelgrootten aan de zeer grote stromingssnelheden. In de geulen heerst de grootste snelheid, worden de sedimenten uitgewassen en blijft een concentraat van keien, grof zand en schelpen achter. Een deel van het uitgewassen zand wordt opgeworpen in ondiepe evenwijdige zandbanken waar het in evenwicht ligt met geringere stromingssnelheden.

De noordelijke helft heeft een monotone zeebodem waar de afnemende stroomsnelheden in evenwicht zijn met afnemende zandkorrelgrootte en dit zand nu als megaripples snel op de bodem verder schuift. Hierdoor is het milieu ongunstig voor bodemleven en vermindert schelpgehalte drastisch.

Nabij de kust wordt de sedimentatie beïnvloed door de eigenschappen van het instromende water. Aan de monding van het Y blijkt dit gunstig te zijn op schelp- en carbonaatgehalte. Aan de monding van Rijn en Maas heeft het hoge suspensiegehalte een belemmerende invloed op het schelpgehalte, maar de stroming slaagt erin het merendeel van het slib uit te voeren.



Voor de Belgische kust echter wordt het suspensiemateriaal, dat in hoofdzaak uit de Schelde bij eb wordt uitgezogen, geconcentreerd doordat het patroon van de getijdereststromen convergeert. In deze convergentiezone blijft het slijk lang rond zwalpen, sedimenteert bij geringe zeeenergie, wordt bij storm terug in suspensie gebracht en toch slechts uitgevoerd uit de zone met een geringere snelheid dan de aanvoer. De slibzone wordt dus belangrijker en het water meer turbied.

2.2.7.- Bibliografie

- BASTIN, A., (1973). Natural radioactive tracers and their use in Belgium, Tracer Techniques in Sediment Transport, Techn. Rep. Ser. n° 145, I.A.E.A., Vienna.
- BASTIN, A., (1974). *Regionale sedimentologie en morfologie van de zuidelijke Noordzee en van het Schelde estuarium*, Doctoraatsproefschrift, Leuven.
- BRIQUET, A., (1931). *Le littoral du nord de la France et son évolution morphologique*, Paris.
- GULLENTOPS, F., (1974). The Southern North Sea during the Quaternary, Centenaire de la Soc. Géol. de Belgique, Liège, 273-280.
- HOUBOLT, J.J.H.C., (1968). Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geol. en Mijnb.*, 47, 245-273.
- JARKE, J., (1956). Der Boden der Südlichen Nordsee, *Deutsch. Hydr. Zeitschr.*, Heft 1.
- LEE, A.J. and FOLKARD, A.R., (1969). Factors affecting turbidity in the Southern North Sea, *J. Cons. Int. Explor. Mer*, 32, 291-302.
- M.A.F.F., (1957). Hydrographical Observations 1957, Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, Fisheries Laboratory Lowestoft.
- MIGNIOT, C., (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques, *La Houille Blanche*, 23, 595-620.
- MOENS, M., (1972). Suspensiemateriaal, in Math. Modelsea (1972), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, E9.

- MOENS, M., (1973). Suspended matter - Bottom sediments, *in* Math. Modelsea (1973), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, E19.
- NIHOUL, J., (1975). Effect of the tidal stress on residual circulation and mud deposition in the Southern Bight of the North Sea, *Rev. Pure and Applied Geophysics*, 113, 577-581.
- STRIDE, A.H., (1963). Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain, *Q. J. Geol. Soc. London*, 119, 179-199.
- TAVERNIER, R., (1954). *Le Quaternaire*, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, 555-590.
- VAN RUMMELEN, F.F.F.E., (1965). *Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1/50.000 : bladen Zeewisch-Vlaanderen*, Nederlandse Geologische Dienst, Haarlem.
- VAN VEEN, J., (1936). Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandse kust, *Nieuwe verh. van Bataafs Gen. voor proefonderv. Wijsbegeerte te Rotterdam*, Reeks 2, deel 11.
- VEENSTRA, H.J., (1969). Gravels of the southern North Sea, *Mar. Geol.*, 7, 449-464.
- WOLLAST, R., (1971). Discharge of particulate pollutants in the North Sea by the Scheldt. *Tech. Rep. 1971 Sed. Scheldt*.

2.3.- Verspreiding van Mollusken schelpen in de zuidelijke Noordzee

2.3.1.- Inleiding

Gedurende de jaren 1972 en 1973 werden in de Zuidelijke Noordzee een 1200 bodemonsters genomen (meestal met een Van Veen sampler) volgens een nauwkeurig bepaald monsternet (zie fig. 3).

Deze monsters werden onderzocht op het laboratorium voor Sedi-mentologie onder leiding van Prof. F. Gullentops. Van ieder monster werd de fractie groter dan 2 mm bereidwillig tot onze beschikking gesteld.

Uit ieder monster werden alle determineerbare Bivalvia en Gastropoda schelpen uitgepikt. In het totaal werden 1198 monsters met schelpen weerhouden.

De classificatie van de Bivalvia is gesteund op de *Treatise on Invertebrate Paleontology* (1969). De identificatie van de Bivalvia soorten is vooral gebaseerd op *British Bivalve Seashells* [N. Tebble (1966)]. Uiteindelijk konden we 85 Bivalvia soorten onderscheiden. De Gastropoda schelpen werden niet geïdentificeerd, maar wel geteld. Omwille van de korte onderzoeksduur (1975) waren we niet in staat alle systematische problemen op te lossen, daarom zullen we in een korte nota enkele bemerkingsen geven omtrent de systematische problemen.

Vervolgens werd van ieder monster het totaal aantal determineerbare Bivalvia (t.t.z. schelpen met slot) en Gastropoda geteld. In bepaalde monsterplaatsen werden verschillende monsters genomen.

Van deze monsters werden eveneens alle Bivalvia en Gastropoda geteld, en nadien werd het aantal gedeeld door het aantal monsters met gelijk nummer, zodat het aantal schelpen aangegeven in de figuren steeds betrekking heeft op één monster per monsterplaats.

Tegelijkertijd met de tellingen werd een scheiding gemaakt tussen goed bewaarde Bivalvia (fig. 12) en verweerde schelpen. Deze laatsten werden weergegeven als percentages in figuur 14.

In ieder monster werd het aantal tweekleppige Bivalvia geteld (fig. 16), alsook het aantal soorten Bivalvia voorkomend in de eerste willekeurig getelde 100 schelpen.

Systematische opmerkingen

De identificatie van de verschillende *Nucula* soorten die in de Noordzee vermeld worden, is volgens ons zeer moeilijk omdat deze "soorten" slechts gradueel van elkaar verschillen. Er komen aldus vele tussenvormen voor zodat we geneigd zijn deze "soorten" eerder te beschouwen als "morphotypen" binnen één sterk variabele soort. Daarom hebben we alle exemplaren van het genus *Nucula* benoemd als *Nucula nucleus* (LINNAEUS, 1758).

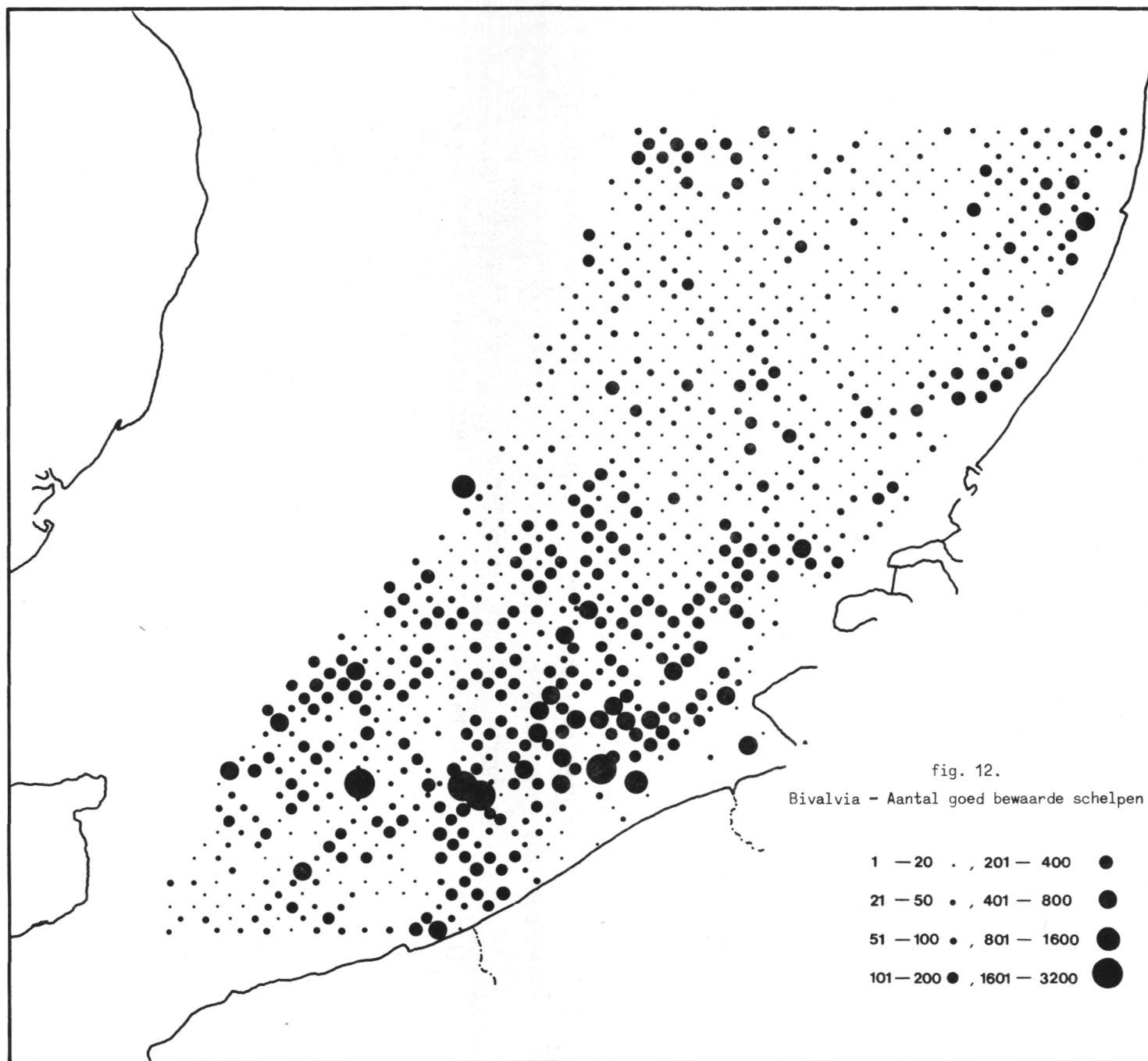
Het verschil tussen de *Cerastoderma* soorten *edule* (LINNAEUS, 1758) en *lamarcki* (REEVE, 1845) kan niet duidelijk afgelijnd worden. Ook hier zijn een groot aantal exemplaren niet toe te schrijven tot één of andere soort, zodat we alle exemplaren van het genus *Cerastoderma* geplaatst hebben onder de naam *Cerastoderma edule* (LINNAEUS, 1758).

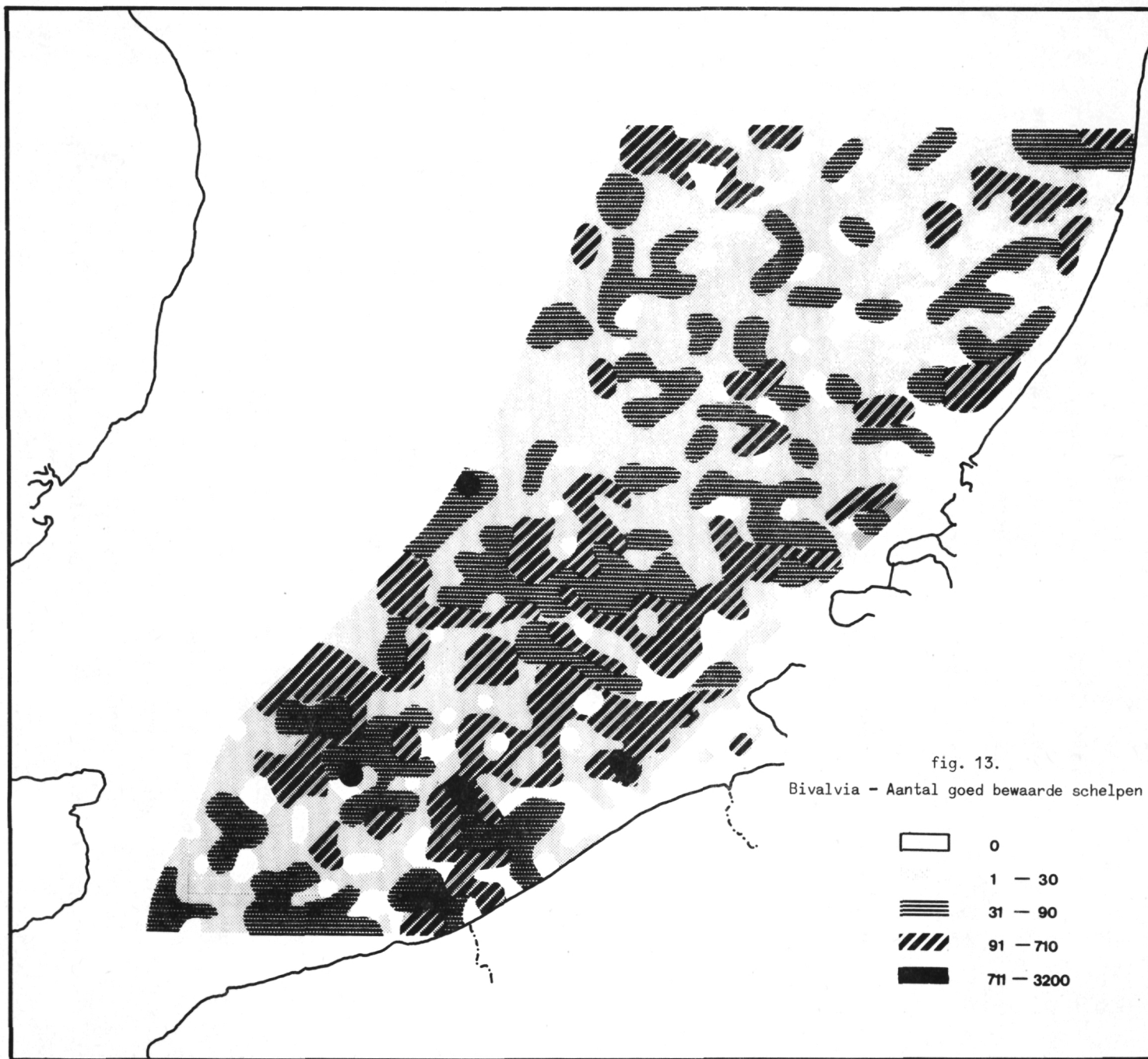
Al de schelpen van de genera *Pisidium* en *Sphaerium* (zoetwater en brakwater Bivalvia) hebben we gegroepeerd onder de Familiennaam *Pisidiidae*.

De twee soorten van het genus *Thracia*; *Thracia phaseolina* (LAMARCK, 1818) en *Thracia villosiuscula* (MAC GILLIVRAY, 1827) worden vooral onderscheiden op basis van een verschil in korreling (fijn of grof) van de uitwendige schelpoppervlakte. Dit verschil in korreling komt uiteraard voor, maar is terug te vinden bij alle kleppen van dit genus, maar wel op een verschillende plaats. De umbo area is meestal fijn gekorreld terwijl de boord area grof gekorreld is, met alle mogelijke gradaties. Daarom hebben we alle kleppen van het genus *Thracia* gegroepeerd onder de naam *Thracia phaseolina* (LAMARCK, 1818).

2.3.2.- Aantal goed bewaarde Bivalvia (fig. 12 en 13)

Om zoveel mogelijk het transport van schelpen door stromingen uit te schakelen hebben we vooreerst een scheiding gemaakt tussen goed bewaarde schelpen (niet getransporteerd) en verweerde schelpen (duidelijk verspoeld). Dit betekent dat hoge aantallen aan schelpen ruw weg wijst op een grote biologische activiteit, alhoewel dient ongemerkt dat





we hier dan enkel rekening houden met aantallen Bivalvia en niet met soorten Bivalvia.

In de eerste plaats kunnen we het onderzochte gebied onderverdelen in twee kleinere gebieden : een zuidelijk gebied rijk aan schelpen en een noordelijk gebied arm aan schelpen.

2.3.2.1.- Zuidelijk gebied : met grote schelpconcentraties

Dit gebied komt overeen met het zandbankengebied voor de Franse, Belgische en Zeelandse kust. Het totaal aantal getelde Bivalvia in dit gebied bedraagt 58.854 . Dit betekent meer dan drie maal meer dan het aantal geteld in het noordelijk gebied, waar 16.038 Bivalvia werden geteld. Het gemiddeld aantal schelpen per monster bedraagt voor het zuidelijk gebied 93 tegen 30 voor het noordelijk gebied.

Binnen het zuidelijk gebied kunnen we kleinere gebieden onderscheiden met sterk afwijkende schelpconcentraties :

a) het centraal gedeelte van de Vlaamse Banken : een gebied dat in het zuiden reikt tot aan de Frans-Belgische kust en zich in het noorden verlengt tot voor de kust van Zeeland. Dit gebied kan beschouwd worden als de rijkste schelpenzone. Gemiddeld komen hier 500 Bivalvia schelpen per monster voor.

b) een tweede kleiner gebied met grote schelpconcentraties is gelegen in het diepste gedeelte van het onderzochte gebied, nl. het Sandettie Bank gebied. Hier komen ongeveer 300 schelpen per monster voor.

c) een gebied ter hoogte van Duinkerke met smalle uitlopers naar het noorden is gekenmerkt door zeer lage schelpconcentraties. Ongeveer 10 schelpen per monster kunnen hier gemiddeld geteld worden.

d) een tweede gebied met zeer lage schelpconcentraties strekt zich uit voor de Belgische kust als een relatief brede strook van ongeveer 10 km , en voor de Zeelandse kust als een relatief smalle strook.

2.3.2.2.- Noordelijk gebied : met lage schelpconcentraties

Nagenoeg gans het gebied ten noorden van $51^{\circ} 45' N$ is gekenmerkt door een middelmatige tot lage schelpconcentratie. Binnen dit

noordelijk gebied kunnen we enkele kleinere gebieden onderscheiden met sterk afwijkende schelpconcentraties :

a) het gebied gelegen tussen 3° 30' E en 4° E ter hoogte van Zuid-Holland is gekenmerkt door een extreem lage schelpconcentratie.

b) een reeks kleinere gebieden met lage schelpconcentraties zijn gelegen aan de uitmonding van Rijn en Maas en de riolen van de grote urbanistische centra van Noord en Zuid Holland. Deze gebieden worden telkens omzoomd met zones met zeer grote schelpconcentraties.

In figuur 12 werden de gegevens per monsterplaats uitgezet, terwijl in figuur 13 monsters met gelijkende schelphoeveelheden werden gegroepeerd.

Samenvattend kunnen we zeggen dat er een duidelijke afname vast te stellen is van de schelpenhoeveelheden van Zuid naar Noord. Het grootste aaneengesloten gebied met grote schelpendichtheid is gelegen aan de rand van het grootste aaneengesloten gebied met lage schelpdichtheid. Beiden zijn gelegen voor de Belgische kust.

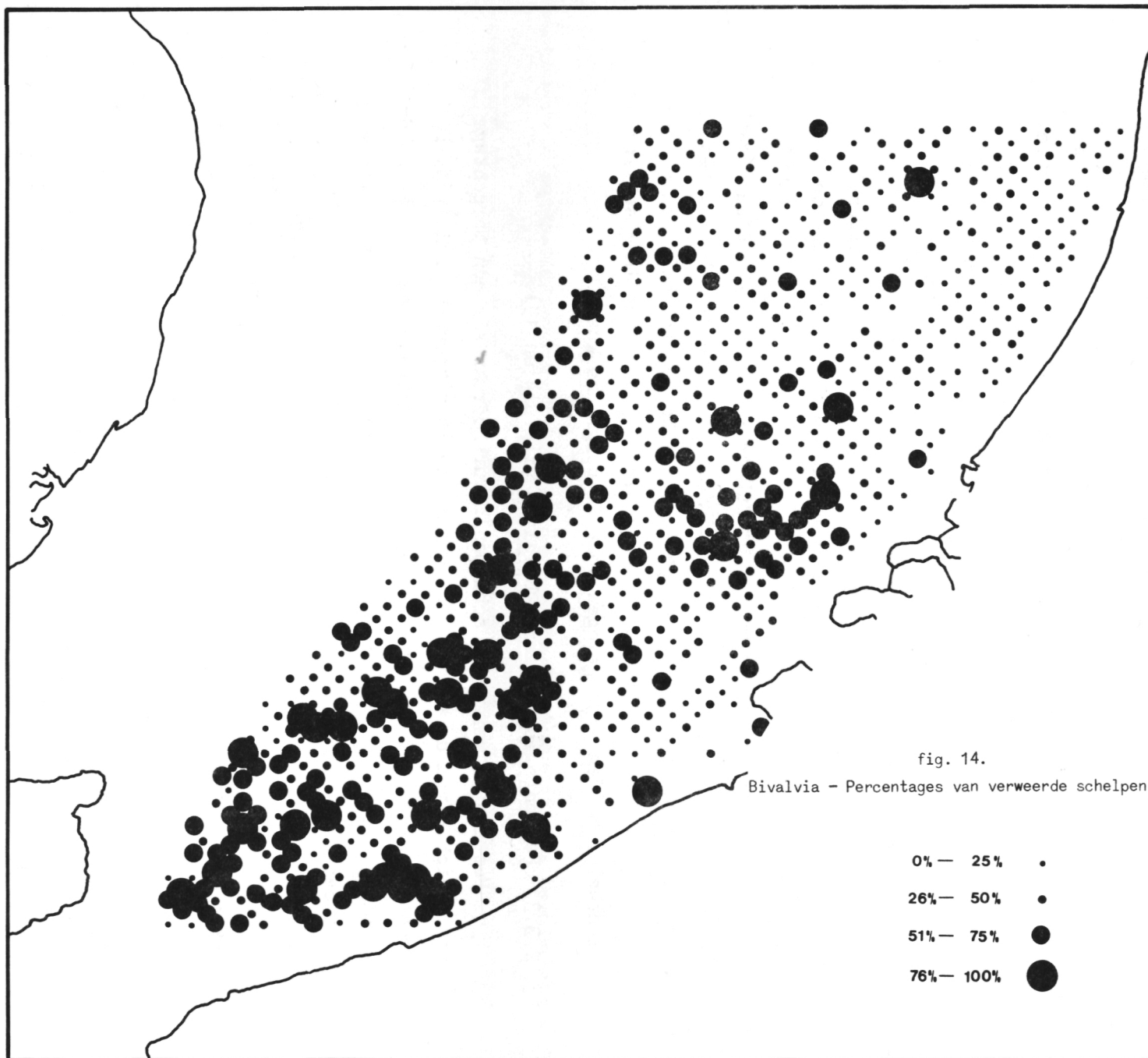
2.3.3.- Percentages verweerde Bivalvia (fig. 14 en 15)

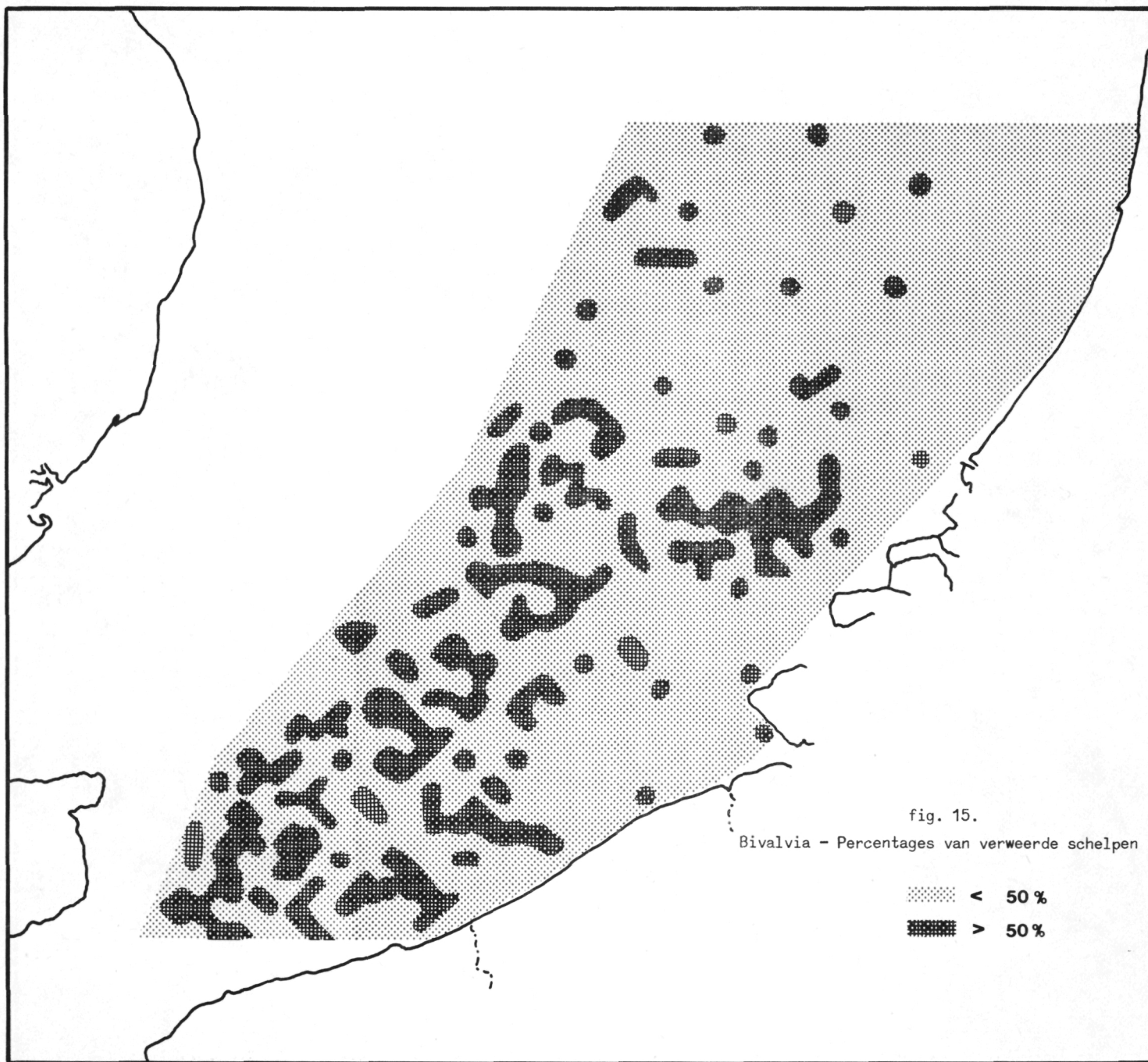
Het aantal verweerde schelpen is uitgedrukt als een percentage ten opzichte van de eerste 100 willekeurig uitgepikte schelpen. De grootste dichtheid aan verweerde schelpen treffen we aan in het zuidwestelijk gedeelte van het onderzochte gebied, in het noorden begrensd door een brede band ter hoogte van Zeeland.

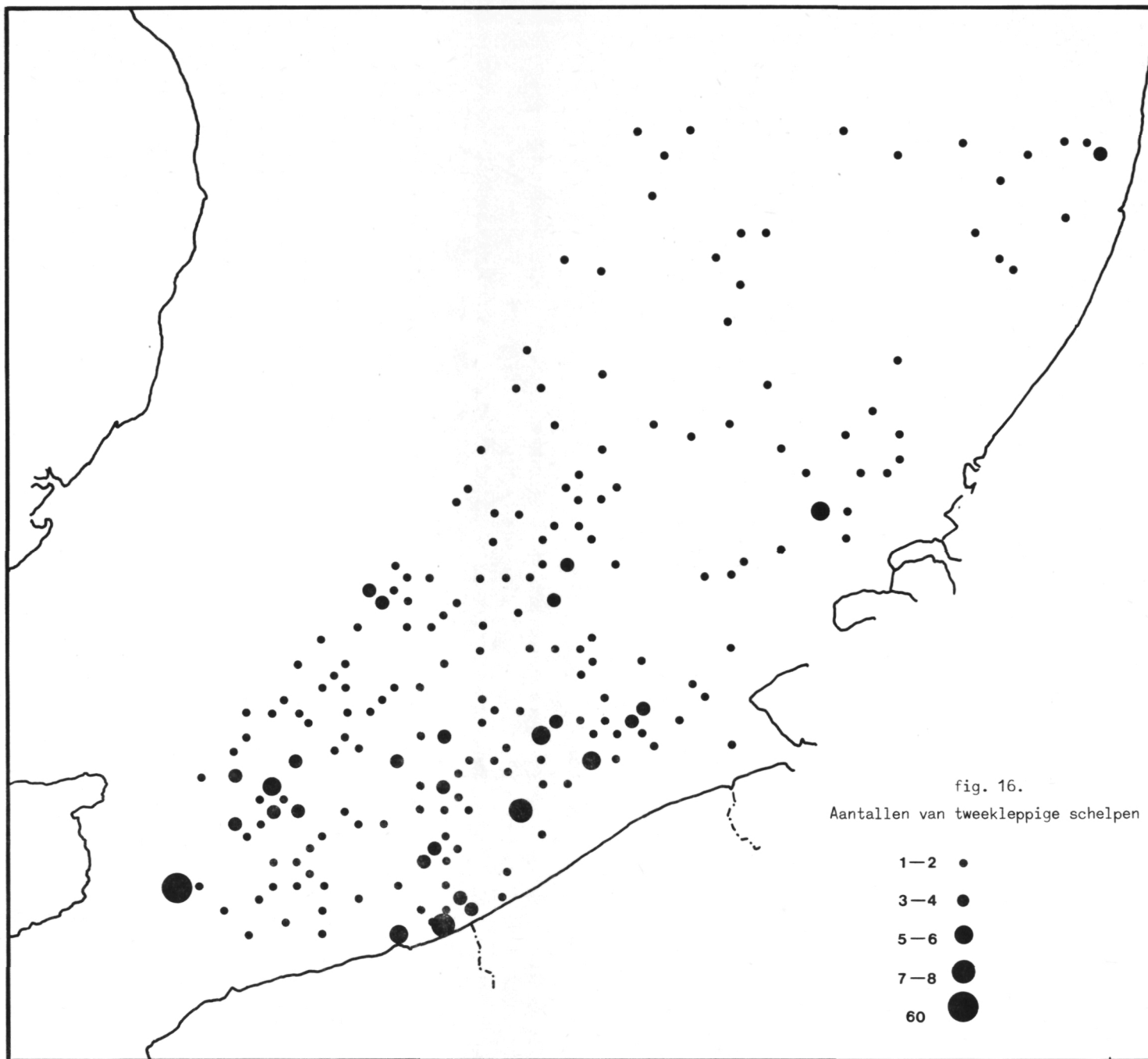
Het centraal gedeelte van de Vlaamse Banken, gekenmerkt door een grote dichtheid aan goed bewaarde schelpen, en het noordelijk gedeelte, gekenmerkt door een kleine schelpendichtheid, zijn beiden relatief arm aan verweerde schelpen.

In het zuidelijk gebied is het gemiddelde percentage aan verweerde schelpen hoger dan 65 % , terwijl voor het centrale gedeelte van de Vlaamse Banken en het ganse noordelijk gebied dat gemiddelde schommelt rond de 25 % .

Vergelijken we de verspreiding van de verweerde schelpen met de verspreiding van de grinten [Gullentops (1973)] dan stellen we een duidelijke correlatie vast.







Hieruit kunnen we besluiten dat sterke bodemstromingen vooral voorkomen in het zuidwestelijk gedeelte van het onderzochte gebied en in het gebied ter hoogte van Zeeland.

2.3.4.- Aantal tweekleppige Bivalvia (fig. 16)

Het aantal tweekleppige Bivalvia geeft ons een betrouwbaar idee over het al of niet levend voorkomen van bepaalde Bivalvia in de huidige Noordzee.

Van de 85 soorten Bivalvia die in het gebied voorkomen werden ongeveer de helft minstens éénmaal tweekleppig aangetroffen.

Vergelijken we de verspreiding van de goed bewaarde Bivalvia met de verspreiding van de tweekleppige Bivalvia, dan merken we een goede overeenkomst tussen beide, ook wat betreft aantallen. Het zuidelijk gebied is bijgevolg ook rijker aan tweekleppige soorten en exemplaren, dan het noordelijk gebied.

2.3.5.- Bivalvia diversiteit (fig. 17)

Om een beeld te vormen van de soortenrijkdom aan Bivalvia werd het aantal Bivalvia soorten geteld dat goedbewaard voorkwam in de eerste 100 willekeurig uitgepikte schelpen.

Aan de hand van deze gegevens hebben we het onderzochte gebied ingedeeld in 8 zones :

- zone 1 : het gebied in het verlengde van de Straat van Dover; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 20 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 174 .

- zone 2 : het gebied van de Hinder Banken; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 15 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 230 .

- zone 3 : diepste gebied van het noordelijk deel; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 12 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 175 .

- zone 4 : gebied dat het zuidelijk gedeelte van de Vlaamse Banken omvat en dat reikt tot aan de Frans-Belgische kust; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 13 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 75 .

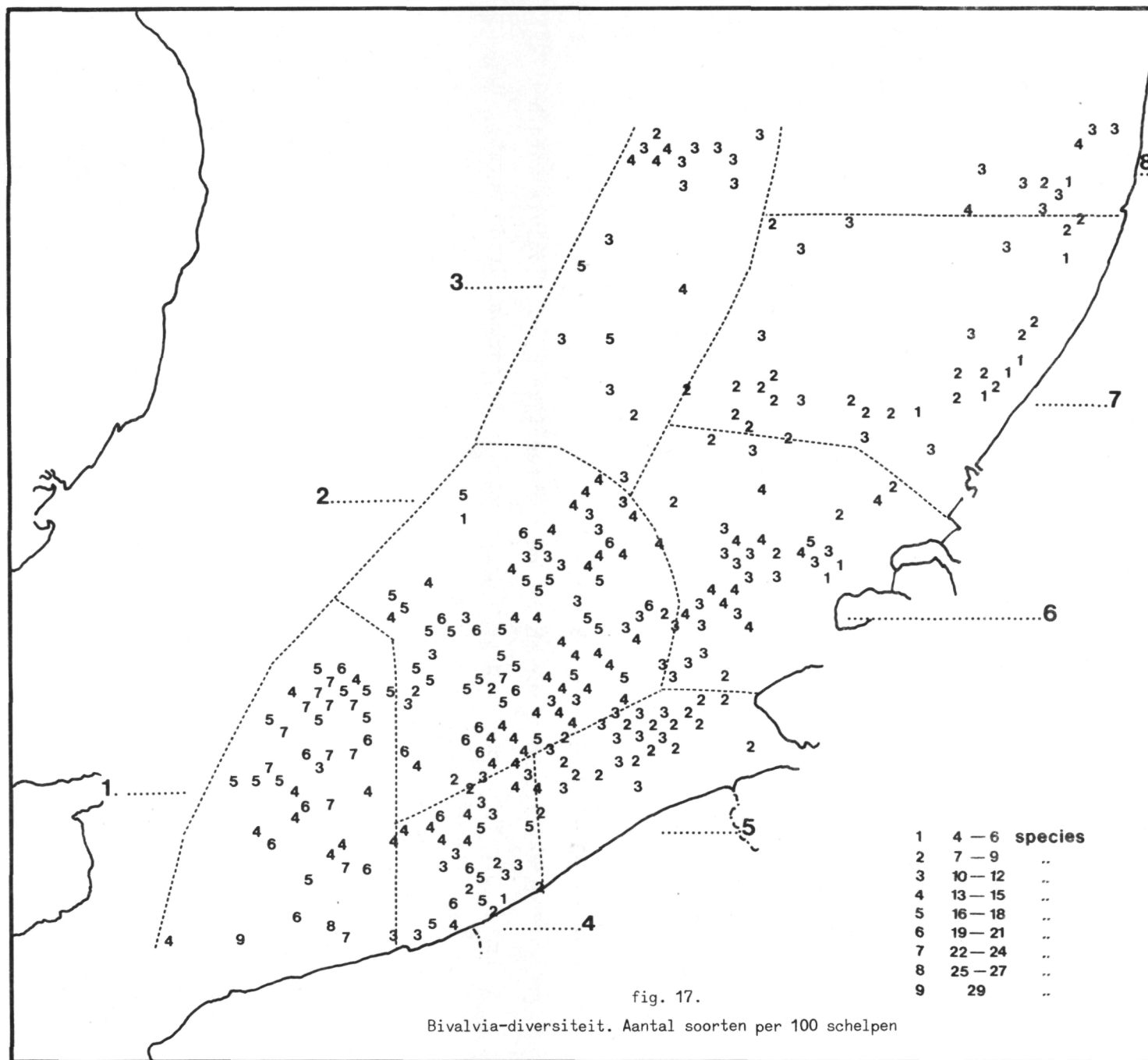


fig. 17.

Bivalvia-diversiteit. Aantal soorten per 100 schelpen

- zone 5 : gebied dat de Belgische kustzone omvat alsook het Schelde estuarium en het oostelijk gedeelte van de Vlaamse Banken; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 9 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 87 .

- zone 6 : gebied van de Zeeland Banken; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 9 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 142 .

- zone 7 : gebied ter hoogte van Zuid Holland; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 6 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 221 .

- zone 8 : gebied ter hoogte van Noord Holland; gemiddeld aantal goedbewaarde Bivalvia soorten per monster : 9 ; totaal aantal monsters in dat gebied : 94 .

Wat betreft Bivalvia diversiteit tekenen zich twee duidelijke trends af :

- een toename van de diversiteit van de kust naar de zee, deze trend is merkkelijk sterker in het zuiden (13 soorten naar 20) dan in het noorden (9 soorten naar 12);

- een afname van de diversiteit van het zuiden naar het noorden, zowel aan de kust als in de zee :

- zuidelijke kust 13 soorten - noordelijke kust 9 soorten;

- zuidelijke zee 20 soorten - noordelijke zee 12 soorten.

De grote diversiteit van de zones 1, 2 en 4 (fig. 17) kan gedeeltelijk verklaard worden door het voorkomen van zowel zuidelijk als noordelijk soorten. Aldus kunnen we de zuidelijk Noordzee beschouwen als contactgebied tussen zuidelijk en noordelijk soorten. Een aantal zuidelijke soorten kennen hun meest noordelijke verspreiding in de zones 1 en 4 en in mindere mate in zone 2. De belangrijkste zijn : *Striarca lactea*, *Goodallia triangularis*, *Lucinella divaricata*, *Diplodonta rotundata*, *Neolepton sulcatulum*, *Callista chione*.

Daartegenover staan een aantal noordelijke soorten die hun meest zuidelijke verspreiding kennen in de zones 2 en 3. De belangrijkste zijn : *Nuculana minuta*, *Portlandia lucida*, *Grenella decussata*, *Astarte montagui* en *Arctica islandica*.

De grote diversiteit van het zuidelijk gebied kan bovendien en vooral verklaard worden door de grote stabiliteit van haar ecosystemen. De Hinder Banken en de Vlaamse Banken bv. bestaan reeds sinds eeuwen en zijn aldus gekenmerkt door een grote stabiliteit [Bastin (1974)].

De kleine diversiteit van het noordelijk gebied zou kunnen wijzen op een kleine stabiliteit van haar ecosystemen. Deze instabiliteit moet volgens ons vooral gezocht worden in het fijne sediment van dat gebied, en het vlakke reliëf dat toelaat dat de fijne bodemsedimenten continu in beweging zijn. Dit onstabiele karakter van het bodemsediment is uiteraard een minder gunstig milieu voor de meeste Bivalvia die ingegraven leven in dat sediment.

In deze indeling in twee hoofdgebieden : een zuidelijk gebied met grote stabiliteit en grote diversiteit, en een noordelijk gebied met kleine stabiliteit en kleine diversiteit, vallen nochtans enkele afwijkingen op te merken. In het zuidelijk stabiele gebied treffen we een zone 5 aan, gelegen in het Vlaamse Banken gebied, die gekenmerkt is door een relatief zeer lage diversiteit. In het noordelijk gebied dat minder stabiel blijkt treffen we een zone 7 aan, die gekenmerkt is door een extreem lage diversiteit. In beide zones echter gaat deze lage diversiteit gepaard met hoge en zelfs zeer hoge schelpconcentraties (zie fig. 12 en 13). Opvallend is ook dat deze gebieden gelegen zijn aan de uitvloeiing van grote rivieren en of riolen afkomstig van grote agglomeraties; tzt de Schelde en riolen van de Belgische kuststeden in het zuiden, en Rijn en de Maas en de riolen van de Zuid en Noord Hollandse agglomeraties in het noorden.

Dit zou er kunnen op wijzen dat in deze gebieden het dichtst bij de kust zodanig hoge concentraties aan bepaalde stoffen aanwezig zijn dat de tolerantiegrens overschreden wordt en dat toxiciteit optreedt. Dit zou de dode zones voor de Belgische en Nederlandse kust kunnen verklaren. Er dient hier echter opgemerkt dat deze dode zone zich voor de Belgische kust nagenoeg alleen voordoet onmiddellijk voor de kust, terwijl in het noordelijk gebied dergelijke dode zones tot diep in de zee voorkomen. Dit zou erop kunnen wijzen dat het Scheldewater voor de Belgische kust gevangen blijft alsook het afvoerwater van de Belgische

kuststeden. Het water van de Rijn en de Maas, alsook het afvoerwater van de Zuid en Noord Hollandse agglomeraties, schijnt zijn invloed dieper in zee te laten gelden.

De gebieden grenzend aan deze dode zones zijn gekenmerkt door zeer hoge schelpconcentraties, wat er zou kunnen op wijzen dat in deze aanpalende gebieden de verdunning groot genoeg is om opnieuw een goed milieu te creëren voor althans bepaalde van deze weekdieren, aangezien in deze laatste gebieden slechts een beperkt aantal soorten weekdieren terug tot bloei komt.

2.3.6.- Aantal goed bewaarde Gastropoda (fig. 18)

Zoals voor de goed bewaarde Bivalvia is het aantal goed bewaarde Gastropoda merkkelijk groter in het zuiden dan in het noorden.

Het aantal goed bewaarde Gastropoda ligt echter duidelijk lager dan het aantal goed bewaarde Bivalvia, en bedraagt gemiddeld $\frac{1}{10}$.

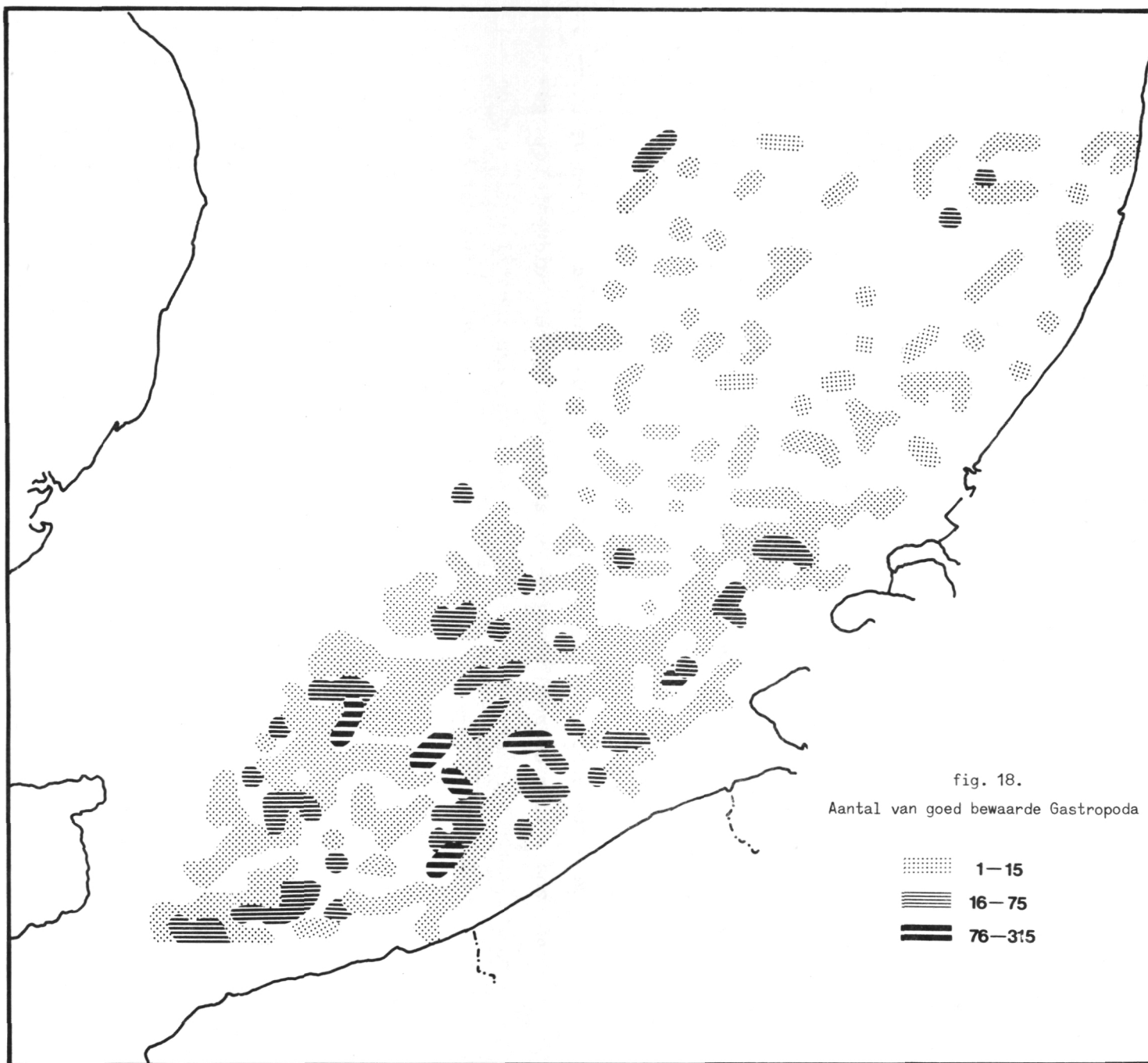
De grote concentraties aan goed bewaarde Gastropoda treffen we eveneens, zoals voor de goed bewaarde Bivalvia, aan in het zuidwestelijk gedeelte van het onderzochte gebied. Alhoewel we geen identificatie van de Gastropoda hebben uitgevoerd, kunnen we toch reeds vermelden dat ook in het zuidwestelijk gedeelte de diversiteit aan Gastropoda het grootst is.

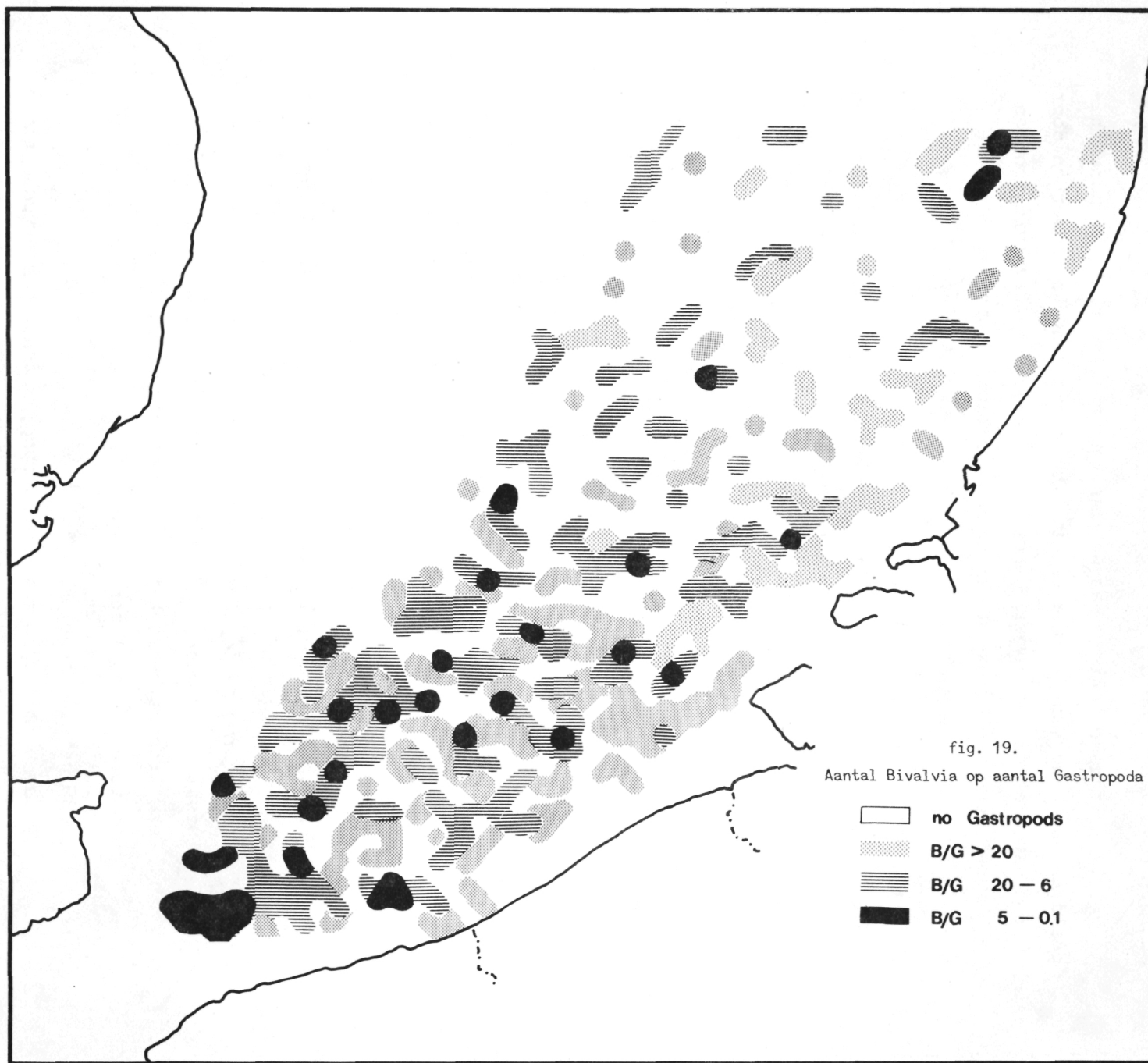
2.3.7.- Verhouding goed bewaarde Bivalvia tot goed bewaarde Gastropoda (fig. 19)

Figuur 19 toont ons twee trends :

- het aantal Gastropoda wordt geleidelijk belangrijker van de kust naar de zee;
- het aantal Gastropoda neemt af van het zuiden naar het noorden.

Alleen in het zuidwestelijk gedeelte van het onderzochte gebied zijn de aantallen Gastropoda ongeveer gelijk aan deze van de Bivalvia. Wat betreft diversiteit zouden we durven stellen dat deze van de Gastropoda in dit zuidwestelijk gebied zelfs hoger liggen dan deze van de Bivalvia.





2.3.8.- Bivalvia associaties (fig. 17)

Bivalvia associatie-zones werden opgesteld voor de 8 zones bepaald aan de hand van de diversiteit. Om iedere zone te kenmerken door haar meest frekwente soorten, hebben we voor de 85 Bivalvia soorten het totaal schelpen berekend per zone (zie tabel 1 tot 8). Per zone zijn de soorten gerangschikt in dalende belangrijkheid.

zone 1 : 12.051 getelde schelpen

Spisula elliptica, *Tellina donacina*, *Abra alba* samen vertegenwoordigen ze 54 % van het totaal aantal schelpen. *Striarca lactea*, *Nucula nucleus*, *Pododesmus squamula*, *Goodallia triangularis*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma edule*, *Timoclea ovata*. Deze tien belangrijkste soorten vertegenwoordigen samen 82 % van het totaal aantal schelpen.

zone 2 : 20.521 getelde schelpen

Spisula elliptica, *Tellina donacina*, *Striarca lactea* samen vertegenwoordigen ze 68 % van het totaal aantal schelpen. *Cerastoderma edule*, *Macoma balthica*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Goodallia triangularis*, *Pododesmus squamula*. Deze tien belangrijkste soorten vertegenwoordigen 89 % van het totaal aantal schelpen.

zone 3 : 5.832 getelde schelpen

Spisula elliptica, *Tellina donacina*, *Donax vittatus* samen vertegenwoordigen ze 54 % van het totaal aantal schelpen. *Cerastoderma edule*, *Ensis ensis*, *Abra prismatica*, *Tellina fabula*, *Spisula subtruncata*, *Tellimya ferruginosa*, *Macoma balthica*. Deze tien belangrijkste soorten vertegenwoordigen 94 % van het totaal aantal schelpen.

zone 4 : 9.039 getelde schelpen

Striarca lactea, *Spisula elliptica*, *Spisula subtruncata* samen vertegenwoordigen ze 52 % van het totaal aantal schelpen. *Donax vittatus*, *Abra alba*, *Tellina donacina*, *Tellina tenuis*, *Mysella bidentata*, *Cerastoderma edule*, *Macoma balthica*. Deze

Legende van de tabellen

1. Aantal monsters die de soort bevatten
2. Aantal monsters die de soort tweekleppig bevatten
3. Aantal schelpen van deze soort
4. Procent van de monsters uit de zone die de soort bevatten
5. Gemiddelde aantal schelpen van de soort in de hele zone
6. Totaal aantal monsters die schelpen bevatten van deze soort in het hele studiegebied
7. Totaal aantal schelpen van deze soort in het hele studiegebied

Tabel 1

Zone 1 - 174 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	71	1	552	41	7,8	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	4		5	2	1
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	5		6	2,8	1,2
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)	2		2	1	1	46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)					
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	9	1	14	5	1,5
6. <i>Sstria lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	84	4	672	48	8	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)			8	4	1
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)	41	1	111	23	2,6	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	7				
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	47		193	26	4,1	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)	1		1		1
9. <i>Crenella deussata</i> (MONTAGU, 1808)	1		1		1	52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	26	1	71	15	2,7
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)	2		2		1	53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	3		7	1,7	2,3
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)	23		48	13	2	54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	102	9	1285	58	13
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)	41	25	121	25	3	55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)	1		2		2
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)	32		69	18	2,1	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	46		241	26	5,2
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	67		169	37	2,5	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	9		35	5	3,9
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)	1		1		1	58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	1				1
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)	35		113	20	3,2	59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	8		18	4,5	2,3
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	79		525	45	6,6	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	43		727	25	17
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)	3		3	1,7	1	61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	4		7	2	1,8
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)	1		1		1	62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	104		443	59	4,2	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervens</i> (GMELIN, 1791)	5		5	3	1
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)	3		3	1,7	1	64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)					
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)						65. <i>Pisidiidae</i>	27		55	16	2
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista chione</i> (LINNAEUS, 1758)	4		4	2	1
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)						67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)	4		4	2	1
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)	50		178	28	3,7	68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)	12		20	7	1,7
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)	8		12	4,5	1,5	69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)	31		98	18	3,2
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)	2		2	1	1	70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	9		12	5	1,3
28. <i>Tellmya ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	7		14	4	2	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)	74	1	333	43	4,5
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)	25		62	14	2,5	72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)	6		13	3	2
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	14		26	8	1,8	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	28	1	43	16	1,5
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)	1		1		1	74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)	10		10	6	1
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)	2		2	1	1	75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)	6				
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)	22		56	12	2,5	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)	6		11	3	2
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)	3		4	1	1,3	77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)	46	11	130	26	2,8
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)	4		7	2	1,7	78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)					
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)	79	13	484	45	6,1	79. <i>Pholae dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	10		15	6	1,5	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)	2		2	1	1	81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	22		57	12	2,6
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)	5		9	2,8	1,8	82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)					
40. <i>Loricardium crassum</i> (GMELIN, 1791)	28		34	16	1,2	83. <i>Fandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)	1		1		1
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	62		370	35	6	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)	1	1	2		2
42. <i>Mitra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	2		2	1	1	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	26	2	46	15	1,7
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	135	7	4468	77	33						

Tabel 2

Zone 2 - 230 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	34		118	15	3,5	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	4		4	1	1
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)	1		8		8	45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	17		43	7,4	2,5
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)	4		4	1,5	1	46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>luoida</i> (LOVEN, 1846)	2		2		1	47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	2		2		2
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)	2		2		1	48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	88		235	38	2,7
6. <i>Striarca lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	91	6	2479	39	27	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)					
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)	9		18	3,9	2	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	8		10	3	1
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	133		724	57	5,4	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)	2		2		1	52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	34		78	15	2,3
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)	1		1		1	53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	6		8	2,6	1,3
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)	15		24	6,5	1,6	54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	197	23	3677	86	18,6
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)	33		66	11	2	55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)	8		15	3,4	2	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	139		820	60	6
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	45		86	11	1,9	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	64		152	28	2,8
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)	1		1		1	58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	32		69	14	2,2
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)						59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	51		166	22	3,3
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	68		271	29	4	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	85		191	37	2,2
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)	2		2		1	61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	1		1		1
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)	1		1		1
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	136		760	59	5,6	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)	1		1		1
21. <i>Lucinora borealis</i> (LINNAEUS, 1767)	8		10	3,5	1,2	64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)	1		1		1
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)	13		20	7,4	1,5	65. <i>Pisidiidae</i>	39		83	17	2,1
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista chione</i> (LINNAEUS, 1758)	2		3		1
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	47		130	24	2,7	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)	3		3		3
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)	5		8	2	1,6
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)	3		3	1	1	69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)	13	1	16	5	1,2
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)	1		1		1	70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	14		31	6	2,2
28. <i>Tellima ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	48		93	21	1,9	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)	14		28	6	2
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)	16		28	6,9	1,7	72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)	1		3		3
30. <i>Mysella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	38		105	16	2,7	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	19	1	33	8	1,7
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)	1		1		1	74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)	11		14	5	1,2
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)	2		2		1	75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)	1		1		1
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)	65		121	28	2	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)	24		33	10	1,4
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)	53	1	117	23	2,2
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)	8		8	3	1	78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	2		3		1
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)	65	10	224	28	3,4	79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	3		5	1,3	1,6	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)	1		1		1
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)	1		1		1	81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	77		195	33	2,5
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)					
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)	21		32	9	1,4	83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)	1		1		1
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	161		1358	70	8,4	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)					
42. <i>Macra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	3		3		1	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	25	2	53	11	2,1
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	213	17	7708	93	36						

Tabel 3

Zone 3 - 175 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	3		3	1,7	1	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	40		262	23	6,5
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)					
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	104		462	60	4,4
6. <i>Striaroa laetea</i> (LINNAEUS, 1758)	19	1	42	1	2,2	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)					
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)						50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	2		3	1	1
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	21		46	12	2,1	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)						52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	5		7	2,8	1,4
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	50	2	288	28,5	5,8
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)						54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	121	2	927	69	7,7
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)	3		3		1	55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	31		70	18	2,3
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	27		41	15	1,5	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	118	1	879	67	7,4
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	9		25	5	2,8
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)						59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	85	1	335	48	3,9
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	9		18	4	2	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	7		15	4	2,1
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)	1		1		1	61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	1		1		1
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	18		25	10	1,3	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)					
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)	4		4	2	1
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)	5		5	2,8	1	65. <i>Pictidiidae</i>	7		8	4	1
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista ohione</i> (LINNAEUS, 1758)					
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	9		11	5	1,2	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)					
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)					
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)					
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	6		8	3	1,3
28. <i>Tellinys ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	57		131	32	2,3	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)					
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)						72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)					
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	4		8	2	2	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)					
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)	11		11	6	1	75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)					
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)	4		4	2	1	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)					
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)	3		3	2	1
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)					
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)						79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)						80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	7		14	4	2
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)					
40. <i>Parvicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)						83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)	1		1		1
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	76		783	43	10,3	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)	1		1		1
42. <i>Mitra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	34		58	19	1,6	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	4		6	2	1,5
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	135	1	1319	77	9,7						

Zone 4 - 75 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	10		21	1,3	2,1	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	7	1	26	9	3,7
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	24		1014	32	43
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	1		1		1
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	4		7	5	1,4
6. <i>Striarca lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	31	5	1972	41	63	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)	2		2	2	1,1
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)	7		20	9	3	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	3		4	2	1
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	16		87	2,1	5,4	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)						52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	27	3	314	36	11,6
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	15	3	208	20	14
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)	3		5	4	1,6	54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	30		317	40	10,4
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)						55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)	2		2		1	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	34		254	45	7,5
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	9		14	12	1,5	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	21		947	28	4,5
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	3		6	4	2
16. <i>Anomia epitriptum</i> (LINNAEUS, 1758)	3		5	4	1,6	59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	3		14	4	1,7
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	4		8	3	2	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	43	1	727	57	17
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)						61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	1		2	1	2
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	26		230	34	8,9	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)					
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						64. <i>Arctioa islandica</i> (LINNAEUS, 1767)					
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)						65. <i>Pisidiidae</i>	5		9	6	1,8
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)	1		1	1	1	66. <i>Callista chione</i> (LINNAEUS, 1758)					
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	16		37	21	2,3	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)					
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)					
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)	5		20	7	4
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	1		8	1	8
28. <i>Tellinmya ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	25		119	33	4,7	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)	9		25	12	2,8
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)	3		5	4	1,6	72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)	5		12	7	2,4
30. <i>Myella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	30	1	290	40	9,6	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	7		28	9	4
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)	3		7	4	2
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)						75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)					
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)	3		42	4	14	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)					
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)	8		24	11	3
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	2		4	2	2
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)	19	3	158	25	8,3	79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	2		2	2,6	1	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	8		21	11	2,6
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)					
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)						83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)					
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	31		273	41	9	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)					
42. <i>Mastra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	5		11	6,6	2,2	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	10		25	13	2,5
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	34	3	1711	45	50						

Tabel 5

Zone 5 - 87 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	1		7	1,1	7	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1	1	1
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	34	2	2131	39	62
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	7		10	8	1,4
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	2		2	2	1
6. <i>Striarva laotea</i> (LINNAEUS, 1758)	19		590	19	31	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)					
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)	1		2		2	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)					
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	19	1	69	19	3,6	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)						52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	14	2	104	16	7,4
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	6		39	6,9	6,5
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)						54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	11		25	13	2,3
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)						55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)						56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	32		377	37	11,8
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)						57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	24	2	471	28	19,6
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						58. <i>Scrobicolaria plana</i> (DA COSTA, 1778)	4		9	4,5	2,3
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)						59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	2		5	2,3	2,5
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	2		4	3	2	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	49	5	2953	56	60
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)						61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)					
19. <i>Linaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	11		57	12	5,1	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)	1		1	1	1
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						64. <i>Arotica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)					
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)						65. <i>Pisidiidae</i>	2		3	2	1
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista chione</i> (LINNAEUS, 1758)					
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	2		4	2,2	2	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)					
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)	1		2	1	2
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)	1		1	1	1
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	1		1	1	1
28. <i>Tellima ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	9		54	10	6	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)	1		3	1	3
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)	3		8	3	2,6	72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)	1		1	1	1
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	39	1	857	45	22	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	6		15	7	2,5
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)	1		2	1	2
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)						75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)	1		1	1	1
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)			2	2	1	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)	1		3	1	3
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)	2					77. <i>Hiatella arotica</i> (LINNAEUS, 1767)	3		7	3	2
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	15		73	17	4,8
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)	7	1	19	8	2,7	79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)	1		4	1	4
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	5		13	5,7	2,6	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	12		93	14	7,7
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)	1		1	1	1
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)	2		4	2	2	83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)					
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	26		162	30	6,2	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)					
42. <i>Mastra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	2		3	2,3	1,5	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)					
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	24	4	1561	28	65						

Tabel 6

Zone 6 - 142 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)	2		4	1,4	2	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	88		962	62	11
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	7		10	8	1,4
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	49		147	34	3
6. <i>Striarca lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	36	1	152	25	2,5	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)					
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)						50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	8		10	5	1
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	29		139	20	4,2	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)						52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	26		78	18	3
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	12	1	24	8,5	2
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)						54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	58	1	281	41	4,8
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)						56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	72		645	51	9
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	1		2		2	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	61		196	43	3,2
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						58. <i>Sorobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	23		63	16	2,7
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)	1		4		4	59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	25		45	17	1,8
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	3		5	2	1,6	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	68		364	48	5,3
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)						61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	1		1		1
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	28		35	19	1,2	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)					
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)					
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)	3		3	2,1	1	65. <i>Pisidiidae</i>	9		13	6	1,4
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista ohione</i> (LINNAEUS, 1758)					
24. <i>Diploonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	3		3	2,1	1	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)					
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)					
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)	1	1	2	1	2
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	8		21	5	2,6
28. <i>Tellima ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	39		87	27	2,2	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)					
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)						72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)					
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	46	4	238	32	5,1	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)	4		5	3	1
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)					
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)						75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)					
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)	1		1		1	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)					
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						77. <i>Hiabella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)					
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	3		7	2	2
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)	1		2		2	79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	1		2		2	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	39		110	27	2,8
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)	1		1		1	82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)	1		1		1
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)	2		2	1	2	83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)					
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	61		1042	43	17	84. <i>Cochlodeuma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)	1		1		1
42. <i>Mastra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	16		29	11	1,8	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	4		4	3	1
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	117	6	2749	82	23						

Tabel 7

Zone 7 - 221 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	SPECIES	1	2	3	4	5
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)						44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)	1		2		2
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	104	2	2621	47	25
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)					
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	10		14	7	1,4
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	100		505	45	5
6. <i>Striarca lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	9	1	15	4	1,6	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)					
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)					
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	10		17	4,5	1,7	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)					
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)	1		1		1	52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	6		8	2,7	1,3
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	40		106	18	2,6
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)						54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	84		428	38	5,1
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)						55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)					
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	6		10	3	1,7
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)	6		8	2,5	1,2	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	122		398	55	3,2
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	2		2	1	2
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)						59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	43		76	19	1,8
17. <i>Pododesmus</i> (B.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)	2		2		1	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	17		33	8	1,9
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)						61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)	1		1		1
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)					
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	7		10	3,1	1,4	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)					
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)					
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)	4		4	1,8	1	65. <i>Pisidiidae</i>	2		2		1
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						66. <i>Callista ohione</i> (LINNAEUS, 1758)					
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	2		2		1	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)					
25. <i>Bemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)					
26. <i>Kellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)					
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	62	1	96	28	1,5
28. <i>Tellina ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	50		83	22	1,6	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)					
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)						72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)					
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	21	5	46	9,5	2,1	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)					
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)					
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)	4		4	2	1	75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)					
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)						76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)	1		1		1
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)					
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						78. <i>Saxicavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	1		3		3
36. <i>Goodallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)						79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)					
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)						80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)					
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	1		2		2
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)					
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)						83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)					
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	38		190	17	5	84. <i>Cochlodesma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)					
42. <i>Mastra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	20		29	9	1,4	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	5		5	2	1
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	165	2	2308	75	14						

Zone 8 - 94 monsters

SPECIES	1	2	3	4	5	6	7	SPECIES	1	2	3	4	5	6	7
1. <i>Nucula nucleus</i> (LINNAEUS, 1758)						121	705	44. <i>Spisula solida</i> (LINNAEUS, 1758)						19	40
2. <i>Nucula cobboldiae</i> (SOWERBY, 1817)						181	8	45. <i>Spisula subtruncata</i> (DA COSTA, 1778)	48	2	1301	51	27	378	8340
3. <i>Nuculana minuta</i> (MULLER, 1776)						6	6	46. <i>Lutraria lutraria</i> (LINNAEUS, 1758)						1	1
4. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>lucida</i> (LOVEN, 1846)						2	2	47. <i>Cultellus pellucidus</i> (PENNANT, 1777)	6		8	7	1,3	33	45
5. <i>Portlandia</i> (Y.) <i>tomlini</i> (MOLLER, 1842)						2	2	48. <i>Ensis ensis</i> (LINNAEUS, 1758)	45	2	168	47	3,7	307	1540
6. <i>Striarca lactea</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	290	5923	49. <i>Ensis arcuatus</i> (JEFFREYS, 1865)						2	2
7. <i>Glycymeris glycymeris</i> (LINNAEUS, 1758)						59	152	50. <i>Ensis siliqua</i> (LINNAEUS, 1758)	2		2	2	1	30	37
8. <i>Mytilus edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	15		18	15	1,2	290	1293	51. <i>Tellina</i> (A.) <i>crassa</i> (PENNANT, 1777)						1	1
9. <i>Crenella decussata</i> (MONTAGU, 1808)						4	4	52. <i>Tellina tenuis</i> (DA COSTA, 1778)	2		3	2	1,5	140	663
10. <i>Musculus discors</i> (LINNAEUS, 1767)						3	3	53. <i>Tellina</i> (F.) <i>fabula</i> (GMELIN, 1791)	49	1	148	52	3	181	823
11. <i>Musculus marmotus</i> (FORBES, 1838)						41	77	54. <i>Tellina</i> (M.) <i>donacina</i> (LINNAEUS, 1758)	6		13	6	2,1	609	6953
12. <i>Modiolus modiolus</i> (LINNAEUS, 1758)						78	191	55. <i>Tellina</i> (M.) <i>pygmaea</i> (LOVEN, 1846)						1	2
13. <i>Chlamys opercularis</i> (LINNAEUS, 1758)						44	88	56. <i>Macoma balthica</i> (LINNAEUS, 1758)	7		19	7	2,7	367	2436
14. <i>Chlamys varia</i> (LINNAEUS, 1758)					1,3	118	324	57. <i>Donax</i> (C.) <i>vittatus</i> (DA COSTA, 1778)	64	1	416	68	6,5	483	3494
15. <i>Chlamys distorta</i> (DA COSTA, 1778)						2	2	58. <i>Scrobicularia plana</i> (DA COSTA, 1778)	4		6	4	1,5	78	181
16. <i>Anomia ephippium</i> (LINNAEUS, 1758)						39	122	59. <i>Abra prismatica</i> (MONTAGU, 1803)	16		27	17	1,7	233	686
17. <i>Pododesmus</i> (H.) <i>squamula</i> (LINNAEUS, 1758)						167	833	60. <i>Abra</i> (S.) <i>alba</i> (WOOD, 1802)	10		19	10	1,9	322	5029
18. <i>Pododesmus</i> (M.) <i>patelliformis</i> (LINNAEUS, 1761)						6	6	61. <i>Abra</i> (S.) <i>nitida</i> (MULLER, 1776)						10	13
19. <i>Limaria</i> (L.) <i>loscombi</i> (SOWERBY, 1823)						1	1	62. <i>Gari</i> (G.) <i>depressa</i> (PENNANT, 1777)						1	1
20. <i>Ostrea edulis</i> (LINNAEUS, 1758)	1		1		1	331	1561	63. <i>Gari</i> (P.) <i>fervensis</i> (GMELIN, 1791)						7	7
21. <i>Lucinoma borealis</i> (LINNAEUS, 1767)						11	13	64. <i>Arctica islandica</i> (LINNAEUS, 1767)						5	5
22. <i>Lucinella divaricata</i> (LINNAEUS, 1758)						25	32	65. <i>Pisidiidae</i>						91	173
23. <i>Thyasira ferruginosa</i> (WINCKWORTH, 1930)						1	1	66. <i>Callista chione</i> (LINNAEUS, 1758)						6	7
24. <i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)						129	365	67. <i>Dosinia exoleta</i> (LINNAEUS, 1758)						7	7
25. <i>Hemilepton nitidum</i> (TURTON, 1822)						1	1	68. <i>Venerupis pullastra</i> (MONTAGU, 1803)						18	30
26. <i>Mellia subauricularis</i> (MONTAGU, 1803)						11	15	69. <i>Venerupis rhomboides</i> (PENNANT, 1777)						52	191
27. <i>Montacuta substriata</i> (MONTAGU, 1803)						3	3	70. <i>Chamelea striatula</i> (DA COSTA, 1778)	30		53	32	1,8	131	219
28. <i>Tellinella ferruginosa</i> (MONTAGU, 1803)	34		37	36	1	269	618	71. <i>Timoclea ovata</i> (PENNANT, 1777)						98	389
29. <i>Lepton squamosum</i> (MONTAGU, 1803)						47	103	72. <i>Petricola pholadiformis</i> (LAMARCK, 1818)						13	29
30. <i>Myrella bidentata</i> (MONTAGU, 1803)	17	3	62	17	3,5	209	1632	73. <i>Mya</i> (A.) <i>arenaria</i> (LINNAEUS, 1758)						65	125
31. <i>Neolepton sulcatulum</i> (JEFFREYS, 1859)						2	2	74. <i>Mya truncata</i> (LINNAEUS, 1758)						25	33
32. <i>Epilepton clarkiae</i> (CLARK, 1852)						19	19	75. <i>Sphenia binghami</i> (GRAY, 1847)						2	2
33. <i>Astarte montagui</i> (DILLWYN, 1817)						97	282	76. <i>Corbula</i> (V.) <i>gibba</i> (OLIVI, 1792)						31	45
34. <i>Astarte sulcata</i> (DA COSTA, 1778)						3	4	77. <i>Hiatella arctica</i> (LINNAEUS, 1767)						113	281
35. <i>Digitaria digitaria</i> (LINNAEUS, 1758)						12	15	78. <i>Saxioavella jeffreysi</i> (WINCKWORTH, 1930)	1		3	1	3	25	95
36. <i>Gosiallia triangularis</i> (MONTAGU, 1803)						171	887	79. <i>Pholas dactylus</i> (LINNAEUS, 1758)						1	1
37. <i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	8		25	8,5	3,1	29	62	80. <i>Barnea parva</i> (PENNANT, 1777)						1	1
38. <i>Parvicardium ovale</i> (SOWERBY, 1840)						3	3	81. <i>Barnea candida</i> (LINNAEUS, 1758)	2		2	2	1	168	494
39. <i>Parvicardium scabrum</i> (PHILIPPI, 1836)						6	10	82. <i>Zirfea crispata</i> (LINNAEUS, 1767)						2	2
40. <i>Laevicardium crassum</i> (GMELIN, 1791)						53	72	83. <i>Pandora pinna</i> (MONTAGU, 1803)						3	3
41. <i>Cerastoderma edule</i> (LINNAEUS, 1758)	36		151	38	4,1	491	4329	84. <i>Cochlodoma</i> (B.) <i>praetenuis</i> (PULTENEY, 1799)	3		4	4	1	6	8
42. <i>Mastra corallina</i> (MONTAGU, 1803)	28		77	30	2,7	110	212	85. <i>Thracia phaseolina</i> (LAMARCK, 1818)	6		10	6	1,6	80	149
43. <i>Spisula elliptica</i> (BROWN, 1824)	66		531	70	8	889	22355								Σ = 73656

tien belangrijkste soorten vertegenwoordigen 87 % van het totaal aantal schelpen.

zone 5 : 9.751 getelde schelpen

Abra alba, *Spisula subtruncata*, *Spisula elliptica* samen vertegenwoordigen ze 68 % van het totaal aantal schelpen.

Mysella bidentata, *Striarca lactea*, *Donax vittatus*, *Macoma balthica*, *Cerastoderma edule*, *Tellina tenuis*, *Barnea candida*. Deze tien belangrijkste soorten vertegenwoordigen 95 % van het totaal aantal schelpen.

zone 6 : 7.492 getelde schelpen

Spisula elliptica, *Cerastoderma edule*, *Spisula subtruncata* samen vertegenwoordigen ze 63 % van het totaal aantal schelpen. *Macoma balthica*, *Abra alba*, *Tellina donacina*, *Mysella bidentata*, *Donax vittatus*, *Striarca lactea*, *Ensis ensis*. Deze tien soorten vertegenwoordigen 90 % van het totaal aantal schelpen.

zone 7 : 7.032 getelde schelpen

Spisula subtruncata, *Spisula elliptica*, *Ensis ensis* samen vertegenwoordigen ze 77 % van het totaal aantal schelpen.

Tellina donacina, *Donax vittatus*, *Cerastoderma edule*, *Tellina fabula*, *Chamelea striatula*, *Tellimya ferruginosa*, *Abra prismatica*. Deze tien soorten vertegenwoordigen 92 % van het totaal aantal schelpen.

zone 8 : 1.938 getelde schelpen

Spisula subtruncata, *Spisula elliptica*, *Donax vittatus* samen vertegenwoordigen ze 72 % van het totaal aantal schelpen.

Ensis ensis, *Cerastoderma edule*, *Tellina fabula*, *Macra corallina*, *Mysella bidentata*, *Chamelea striatula*, *Tellimya ferruginosa*. Deze tien soorten vertegenwoordigen 95 % van het totaal aantal schelpen.

2.3.9.- Factor analyse op de 50 belangrijkste Bivalvia soorten

Een factor analyse op de correlatie-matrix van de verspreiding van de 50 belangrijkste Bivalvia soorten liet ons, na rotatie tot varimax-

factoren, toe, aan de hand van de ladinge volgende "soortgroepen" te onderscheiden :

- factor 1 : *Nucula nucleus*, *Pododesmus squamula*, *Timoclea ovata*,
Goodallia triangularis, *Modiolus modiolus*, *Chlamys varia*;
factor 2 : *Abra alba*, *Mysella bidentata*, tegengesteld aan *Spisula*
elliptica, *Tellina donacina*, *Ensis ensis*;
factor 3 : *Tellina fabula*, *Donax vittatus*, *Abra prismatica*;
factor 4 : *Macoma balthica*, *Cerastoderma edule*, *Barnea candida*;
factor 5 : *Striarca lactea*, tegengesteld aan *Spisula subtruncata*.

De studie van de bij elk dezer groepen passende factor-scores laat ons toe een aantal (5) gebieden af te lijnen aan de hand van een beperkt aantal "typische" soorten. Deze indeling in gebieden wordt bevestigd door vergelijking met de reële verspreidingsgegevens. Aan de hand van de soortengroep van factor 1 kunnen we een gebied omlijnen dat nagenoeg overeenkomt met de diversiteitszone 1 van fig. 17. De voornaamste standplaatsen van deze soorten zijn gelegen in dit gebied.

De soorten van factor 2 en 5 hebben betrekking op gans het onderzocht gebied. Ze bevatten twee groepen soorten die met mekaar in tegenstelling staan. De soorten *Abra alba*, *Mysella bidentata* en *Spisula subtruncata* zijn kenmerkend voor gans het kustgebied, terwijl de soorten *Spisula elliptica*, *Tellina donacina*, *Ensis ensis* en *Striarca lactea* kenmerkend zijn voor het niet-kustgebied.

De soorten van factor 3 (*Tellina fabula*, *Donax vittatus* en *Abra prismatica*) zijn kenmerkend voor noordelijk niet-kustgebied.

De soorten van factor 4 (*Macoma balthica*, *Cerastoderma edule* en *Barnea candida*) zijn kenmerkend voor het gebied ter hoogte van Zeeland. Deze drie soorten zijn euryhalien. Het feit dat deze drie soorten hun voornaamste standplaatsen hebben in dat gebied zou er kunnen op wijzen dat in dit gebied de grootste saliniteitsschommelingen optreden. De reële verspreiding van de brakwater soort *Scrobicularia plana* komt nagenoeg volledig overeen met dit gebied.

2.3.10.- Bibliografie

- BASTIN, A., (1974). *Regionale sedimentologie en morfologie van de zuidelijke Noordzee en het Schelde estuarium*, Doctoraatsproefschrift, K.U.L.
- GULLENTOPS, F., (1973). *in* Math. Modelsea (1973). Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for the Exploration of the Sea, E19.
- OCKELMANN, W., (1958). The Zoology of East Greenland, Medd. om Grønland Bd. 122, nr. 4, København.
- MOENS, M., (1973). *in* Math. Modelsea (1973). Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for the Exploration of the Sea, E19.
- RINGELÉ, A., (1975). *Bijdrage tot de Systematiek, de Evolutie en de Paleoecologie van Bivalvia uit Neogene afzettingen van Noord België*, Doctoraatsproefschrift, K.U.L.
- TEBBLE, N., (1966). *British Bivalve Seashells*, Trustees of British Museum (Natural History), London.
- Treatise on Invertebrate Paleontology*, (1969). Edit. R.C. Moore, Part N, vol. 2, Mollusca 6, Bivalvia, Geol.Soc.America and Univ. Kansas.
- VAN BENTHEM JUTTING, T., (1943). *Fauna van Nederland*, Aflevering XII, Mollusca (I), C. Lamellibranchiata. Leiden.

2.4.- De lichte mineralen

In het kader van de complexe wordingsgeschiedenis van de zuidelijke Noordzee stellen zich een aantal vragen van herkomst van de grove detritische sedimenten. Wat de jongste evolutie betreft kunnen deze herleid worden tot volgende problemen. Is de invloed van Schelde, Maas en Rijn in de zandfractie te achterhalen ? Brengt de stroming door het Nauw van Kales sediment vanuit het Kanaal ? Kan eventueel een spoor worden gevonden van zandtransport vanaf de Britse kust (Falls) naar de Vlaamse banken (Sandettie) ?

De zware mineralen, die zich best lenen voor dergelijk herkomstonderzoek, werden reeds door Baak (1936) gebruikt. Daarom leek het aangezien de samenstelling van de lichte mineralen te onderzoeken.

1. Van 70 monsters, verspreid over het net, werd de fractie 125 - 177 μ optisch onderzocht op de klassieke manier door inbedding van de korrels in een olie met brekingsindex 1,544. De resultaten zijn samengevat in tabel 9. De verspreiding toont geen wezenlijke verschillen zodat we ons kunnen beperken tot het bespreken van de gemiddelde samenstelling en enkele opmerkingen.

Het gemiddelde kwartsgehalte bedraagt $78 \% \pm 4 \%$ en uitzonderlijk lage waarden komen overeen met hoge $\%$ onbepaalde korrels. Zowel de monokristallijne kwartzen als de polykristallijne kwartsen met zwevende uitdoving bleven meestal onder de 10% .

Het gemiddelde veldspaatgehalte (zure veldspaten met brekingsindex kleiner dan 1,544) bedraagt $11 \% \pm 2 \%$. Enkele hogere en lagere cijfers liggen zonder orde verspreid. Ook de graad van verwerking levert geen onderscheid op.

Het gemiddelde chalcidoongehalte bedraagt slechts iets meer dan 1% . Tegen de verwachting in is de onmiddellijke buurt van het Nauw van Kales niet rijker. De banken voor de Belgische kust groeperen wel iets hogere waarden tot 3% .

Glauconiet is gemiddeld onder 1 % aanwezig, al lopen enkele verspreide waarden uit tot 7 % .

Ook gesteentefragmenten zijn gemiddeld onder 1 % aanwezig, al is er een zwakke trend voor betere aanwezigheid in de noordelijke helft en speciaal voor de Rijnmond.

De zeer homogene natuur van deze fijnzandige fractie kan in hoofdzaak toegeschreven worden aan haar grote beweeglijkheid aangezien deze korrelgrootte kleiner is dan de gemiddelde zandkorrel van de bodemsedimenten.

2. Om deze reden werd de samenstelling nagegaan van een grofkorrelige fractie nl. $250 - 354 \mu$. Om een betere bepaling van variëteiten mogelijk te maken werd echter een techniek ontwikkeld om deze korrels in te bedden in hars en tot dunne plaatjes af te slijpen. Het is op deze manier mogelijk allerlei variëteiten kwarts te onderscheiden naar gelang zwevende uitdoving en insluitsels, de veldspaten te determineren, in de gesteentefragmenten allerlei soorten stollingsgesteenten, metamorfe en afzettingsgesteenten te herkennen. Wegens het afsluiten van het onderzoek kon de methode uiteindelijk op slechts 40 monsters worden toegepast en we dienen ons derhalve tot de grote klassen te beperken (tabel 10).

Het kwartsgehalte (A) bedraagt gemiddeld slechts $68 \% \pm 4 \%$. Een groepering van hogere waarden wordt aangetroffen voor de Belgische kust. Deze kermerken zich trouwens door bijzonder hoge waarden aan kwarts met normale uitdoving, terwijl omgekeerd in de omgeving van Sandettie en het noorden meer dan 20 % zwevende uitdoving optreedt.

Het veldspaatgehalte (3) bedraagt nu gemiddeld slechts $7 \% \pm 2 \%$. Opmerkelijk is echter nu dat opvallend lage waarden (3 %) voor de Belgische kust voorkomen en opvallend hogere (boven 9 %) aanwezig zijn in het diepwater gedeelte.

Chalcedoon (C) is ook hier slechts onbelangrijk aanwezig met een gemiddelde van 1,5 % .

De gesteentefragmenten (D) worden nu een belangrijke categorie met gemiddeld $23 \% \pm 3 \%$. Hierbij zijn gemiddeld slechts 4 % sedimentgesteenten. In de spreiding liggen de lage cijfers opvallend voor de Belgische kust, terwijl hogere cijfers duidelijk voorkomen in de zuidelijke

Tabel 9

	Kwarts %	Veldspaat %	Chalcedoon %	Glaukoniet %	Gesteentefragmenten %	Verw. Miner. %		Tot. korrels
M 01	83,0	12,0	0,5	0,9	-	3,6		219
M 01	83,7	10,0	1,9	0,5	-	3,4	1 diat.	209
M 04	75,6	13,3	0,6	-	0,6	10,0		180
M 16	80,1	16,8	-	-	-	2,6	opaal 1	196
ZG 19	84,5	6,2	1,6	-	-	7,8		193
52	83,3	10,0	1,4	-	-	5,2		210
ZG 65	84,0	11,0	0,5	-	2,0	2,5		200
1039	75,5	16,2	1,0	0,5	2,1	4,7		192
1045	79,5	10,8	1,5	1,5	-	6,7		195
1083	77,8	13,8	3,4	-	1,0	3,9		203
1089	74,7	9,3	-	-	2,6	13,4		194
1095	77,0	7,4	2,7	2,0	1,4	9,5		148
1133	80,0	14,3	2,4	0,5	-	1,4	opaal 2 chloriet 1	210
1139	72,4	14,1	2,1	-	-	11,5		192
1145	75,1	11,4	3,2	1,5	0,5	8,1		185
1188	78,7	13,9	3,5	1,0	0,5	2,0	opaal 1	202
1194	81,2	8,9	2,0	-	1,0	6,9		202
1200	78,1	9,6	1,6	0,5	0,5	9,6		187
1206	87,1	7,7	0,5	-	1,0	3,8		209
1251	82,1	11,3	0,5	3,3	0,5	2,4		212
1257	84,0	10,2	-	0,5	1,0	4,4		206
1263	68,2	13,8	7,4	-	0,5	10,0		189
1269	79,7	15,6	-	0,5	0,5	3,6		192
1305	81,4	11,8	0,4	3,3	-	3,2		221
1311	77,3	12,5	-	0,5	-	9,7		176
1317	87,1	7,4	0,5	0,5	0,5	4,0		202
1365	82,0	6,8	1,0	2,4	1,0	6,8		206
1371	81,1	10,7	1,5	-	2,6	4,1		196
1377	81,6	9,0	1,0	-	0,5	7,9		190
1416	78,0	9,8	2,0	0,5	0,5	9,3		205
1422	75,5	11,5	0,5	0,5	1,5	10,5		200
1428	77,6	8,8	1,0	-	1,6	10,9		192
1467	87,9	3,4	1,0	2,0	1,0	4,4	opaal 1	206
1473	76,4	10,6	-	-	1,0	12,1		199
1479	79,9	7,0	3,0	-	3,5	6,5		199

(vervolg)

	Kwarts %	Veldspaat %	Chalcedoon %	Glaukoniet %	Gesteentefragmenten %	Verw. Miner. %		Tot. korrels
1523	86,4	7,1	-	1,0	1,0	4,6		198
1529	80,3	8,7	0,6	0,5	2,2	7,6		183
1535	66,5	8,6	1,6	6,0	1,6	15,7		185
1565	77,9	11,1	1,0	-	0,5	9,6		208
1571	60,8	11,2	-	0,5	1,5	24,6	gips ? 3	199
1577	71,4	8,8	4,7	1,0	1,6	12,0	gips ? 1	192
1616	80,1	10,0	2,8	1,9	0,5	4,7		211
1622	79,9	13,8	1,3	4,4	0,6	5,0		199
1628	72,2	12,9	-	-	4,3	10,5		209
1634	58,7	14,7	0,5	6,0	2,2	17,9		184
1675	83,3	10,1	0,5	1,0	1,0	4,0		198
1681	71,5	15,0	1,5	1,5	2,0	8,5		200
1687	76,1	10,0	1,7	1,7	1,1	9,4		180
1729	81,6	9,4	1,0	0,5	1,0	6,5		201
1734	73,5	10,2	1,0	-	1,4	13,7		211
1740	74,2	14,0	2,7	1,8	2,7	4,5		221
1790	82,8	10,4	-	0,5	1,0	5,2		192
1796	78,3	15,7	0,5	-	1,0	4,6		198
ZG 1802	68,7	16,7	1,5	1,0	1,0	11,1		198
1897	76,9	9,6	-	1,0	1,0	11,1	muskov. 1	208
ZG 1903	80,6	12,4	1,5	-	0,5	4,5	gips ? 1	201
ZG 1909	77,4	10,0	0,5	0,5	2,6	9,0		190
1953	84,3	11,5	0,5	0,5	1,0	2,1		191
ZG 1958	81,0	13,2	0,5	-	1,6	3,7		189
ZG 1965	79,3	8,6	1,4	0,5	4,3	5,8		208
2009	78,6	16,7	1,6	0,5	1,0	1,6		192
ZG 2015	81,0	12,3	-	0,5	-	6,2		195
ZG 2021	78,8	13,6	2,0	-	1,5	4,0		198
ZG 2027	80,1	12,2	2,0	-	1,0	4,1	opaal 1	196
2070	78,0	14,4	1,5	0,5	1,0	4,6		195
ZG 2076	79,9	13,9	1,4	0,5	0,5	3,4	muskov. 1	209
ZG 2082	84,8	10,4	0,5	-	-	4,3		211
2126	78,8	8,3	2,6	1,0	-	9,3		193
ZG 2133	80,3	12,8	2,3	0,5	0,5	3,7		218
ZG 2138	76,1	9,0	0,5	-	1,0	13,4		201
2144	71,4	10,0	-	1,0	2,0	15,6		199

Tabel 10

	A	B	C	D	E	F
16	65,4	7,2	0,5	26,9	-	-
65	68,9	7,8	1,9	20,9	0,5	-
1039	61,1	8,6	1,4	28,8	-	-
1045	61,6	6,6	1,0	29,4	0,5	0,5
1089	73,2	4,9	0,9	21,0	-	-
1133	77,7	2,9	1,9	17,5	-	-
1139	71,9	3,3	0,5	24,3	-	-
1145	69,6	5,5	1,0	23,9	-	-
1251	75,0	6,6	2,4	15,6	-	0,5
1257	80,6	2,3	0,5	15,3	0,5	0,9
1263	71,7	5,7	1,9	20,3	0,5	-
1269	69,9	8,3	0,5	21,3	-	-
1365	69,4	6,0	1,4	23,2	-	-
1371	70,9	3,9	0,5	23,8	0,5	0,5
1377	58,6	9,6	1,0	30,8	-	-
1467	68,1	6,6	3,3	22,1	-	-
1473	64,6	9,4	0,9	24,5	(0,5)	-
1479	66,7	8,1	1,0	23,8	(0,5)	-
1523	70,6	5,4	1,0	23,0	-	-
1565	68,6	7,2	1,0	22,2	0,5	0,5
1571	56,9	9,0	2,4	31,8	-	-
1577	58,3	7,4	0,5	33,8	-	-
1675	60,1	6,5	2,4	31,0	-	-
1681	60,0	10,7	-	29,3	-	-
1687	61,2	10,0	1,0	27,9	-	-
1790	74,9	3,4	1,0	20,8	-	-
1796	67,0	7,2	-	25,4	0,5	-
1802	67,3	8,1	1,0	23,7	-	-
1897	73,1	6,7	0,5	19,2	0,5	-
1903	66,2	6,3	-	27,5	-	-
1909	60,8	9,4	3,3	26,4	-	-
1965	72,8	12,9	1,5	12,4	0,5	-
2009	69,9	7,7	1,4	21,0	-	-
2015	73,5	2,6	-	23,8	-	-
2021	65,2	6,7	3,3	22,4	2,4	-
2027	68,2	10,8	3,3	17,3	0,5	-

(vervolg)

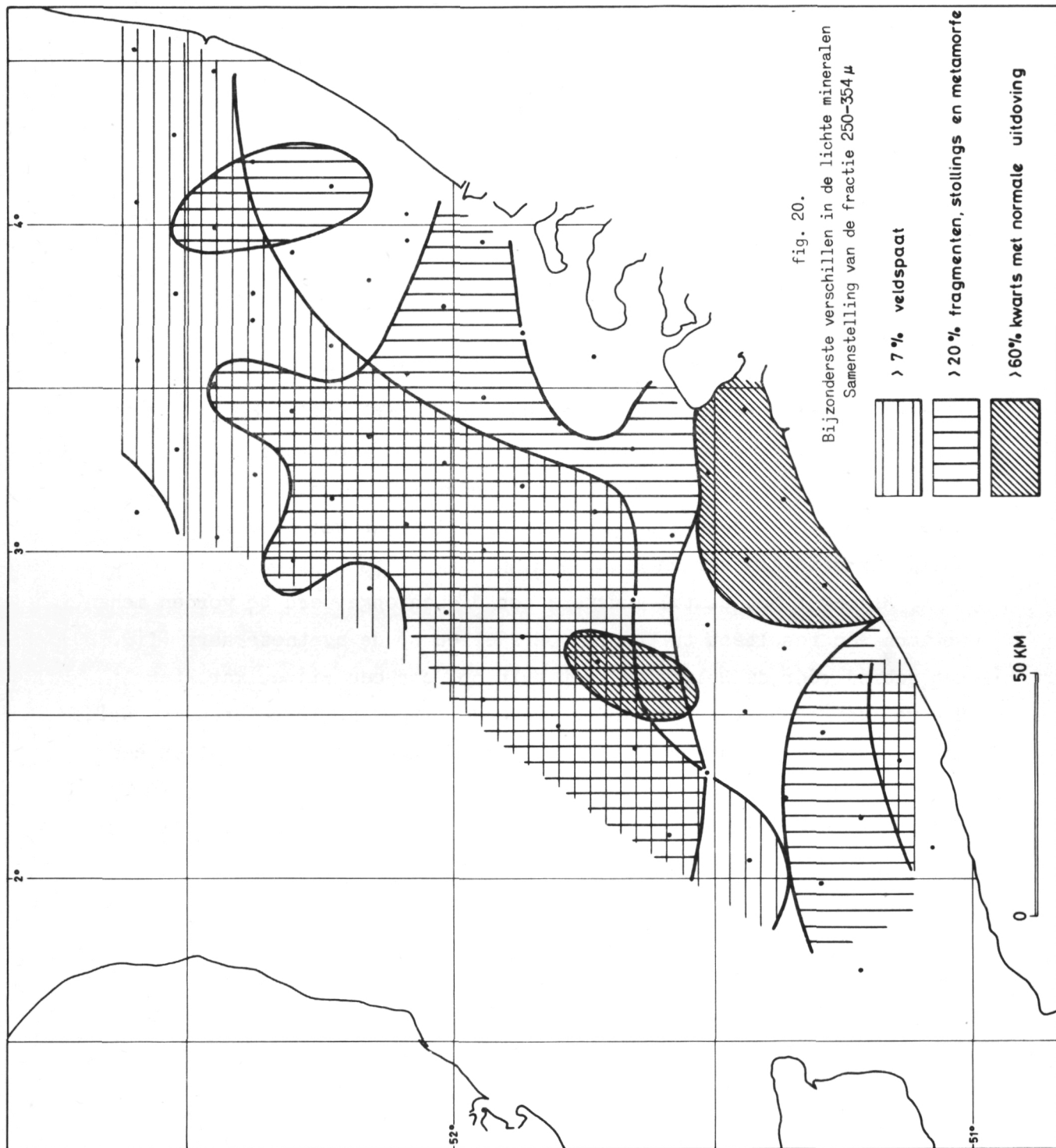
	A	B	C	D	E	F
2126	69,9	8,3	0,5	20,4	0,9	-
2133	69,5	6,9	2,0	21,7	-	-
2138	67,3	10,6	1,0	21,2	-	-
2144	67,0	5,9	2,5	23,6	1,0	-

banken en in de diepwaterzone met een aansluiting naar de Rijnmond.

De globale samenstelling wijkt verrassend veel af van de fijnere fractie, vooral gekenmerkt door het aanzienlijk hogere gehalte aan gesteentefragmenten. In grote mate is dit veroorzaakt door het wegvallen van de klasse ongedetermineerde, verweerde korrels. Anderzijds is er minder veldspaat wat vooral door de splijtbaarheid kan worden uitgelegd.

Alhoewel het aantal monsters zou dienen opgevoerd te worden menen we toch een resultaat te kunnen voorstellen op de synthesekaart (fig. 20). Het gebied vóór de Belgische kust valt op door een rijper karakter. Hogere kwartsgehalten met minder zwevende uitdoving korreleren met duidelijk minder veldspaatgehalte en gesteentefragmenten. Dit wijst op een herkomst uit oudere sedimentegesteenten en het is opvallend dat juist het Belgisch hinterland veel tertiaire zanden bevat waarin deze karakteristieken voorkomen. De diepwaterzone integendeel is een veel jonger sediment met een duidelijke herkomst uit oude massieven. Zijn verwantschap met de vroegere fluvio-glaciale smeltwaters en de Rijn is duidelijk. Ook de zuidelijke banken vertonen een dergelijke affiliatie, wat kan wijzen op herwerkte kanaalsedimenten dan wel op een bijdrage van sediment uit de Falls. Hiermee is wel aangetoond dat deze grove sedimentfractie zeer weinig beweegt. Ze is inderdaad gemiddeld grover dan de zeebodem.

Dit aanmoedigend resultaat bewijst dat deze methode zou moeten uitgebreid worden en resultaten kan geven die complementair zijn met de zware mineralenanalyse.



Bibliografie

- BAAK, J.A., (1936). *Regional petrology of the Southern North Sea*, Veenman en zonen, Wageningen, Netherlands.
- BLATT, H., (1967). Original characteristics of clastic quartz grains, *Journ. Sed. Petr.*, 37, 401-424.
- BLATT, H., (1967). Provenance determination and recycling of sediments, *Journ. Sed. Petr.*, 37, 1031-1044.
- CHATTERJEE, B.K., (1966). New technique for preparing polished thin sections of heavy mineral residue, *Journ. Sed. Petr.*, 36, 268-269.
- DILLINGER, LEE, SCLAR, (1960). A method of mounting minute particulate samples of opaque ore minerals for quantitative microscopic analysis, *Econ. Geol.*, 55, 187-191.
- DOBELL, J.P. and DAY, D.P., (1966). Preparation of thin-sections of unconsolidated or friable sediments, *Journ. Sed. Petr.*, 36, 254.
- HOUBOLT, J.J.H.C., (1968). Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geol. en Mijnb.*, 47, 245-273.
- KOLDEWIJN, B.W., (1955). Provenance, transport and deposition of Rhine sediments, II : An examination of the light fraction, *Geol. en Mijnb.*, 17, 37-45.
- SANDERS and KRAVITZ, (1963). Mounting and polishing mineral grains on a microscope slide for study with reflected and polarised light, *Econ. Geol.*, 59, 291-298.
- VOGEL, D.E., (1960). Lichte mineraal associaties van de Midden-Rijnterrassen, Ongepubl. Sed. Petrol. Scriptie.

3.- Suspensiesedimenten

3.1.- Doel en methode

Het vooropgestelde doel van onze studie, ondernomen van december 1970 tot september 1973, was, het leveren van een bijdrage tot het inzicht in de dynamica van de fijne sedimenten.

Naderhand bleek dat de zone vóór de Belgische kust, waar fijne sedimenten van belang voor het model bijna uitsluitend voorhanden waren, zeer belangrijk was. We hebben al onze inspanningen dus op de suspensiefractie in deze zone toegespitst.

Het belang van voornoemde zone bleek uit de hoge suspensiegehalten die er werden gevonden en uit de aanwezigheid van bodemslib. We hebben vervolgens getracht de oorsprong en de dynamica van deze sedimenten te achterhalen. Hiertoe werd het sedimentologisch onderzoek gericht op de granulometrie van de suspensiefractie.

Alle bodemonsters werden met een Van Veen-grijper verzameld, zodat de structuur van de top laag bij fijne sedimenten niet kon worden waargenomen. Eventuele slib- en zandlaagjes worden op deze manier dus gemengd, zodat uit een globale korrelgrootte-analyse geen werkelijkheidsgetrouwe weergave van de granulometrie naar voor komt. We hebben daarom de fractie kleiner dan 62μ (suspensiefractie) als een granulometrische entiteit behandeld, m.a.w. gelijkgesteld aan 100 %. Zodende wordt de invloed die het "willekeurig" zandgehalte uitoefent op de globale granulometrie van de fijne fractie, die hoofdzakelijk in suspensie is vervoerd, uitgeschakeld.

De inwendige granulometrische samenstelling van de suspensiefractie, en vooral het fijnere gedeelte ervan, is niet zozeer bepaald door de hydrodynamische voorwaarden waaronder dit sediment zich bevindt, dan wel door de samenstelling die bestond op het moment van de flocculatie. Deze heeft plaatsgehad aan de bron, daar waar dit materiaal in contact kwam met zeewater.

Door het berekenen van het aandeel van de verschillende fracties in de suspensiefractie en door deze met elkaar te vergelijken, konden aanwijzingen omtrent de herkomst van het materiaal gevonden worden.

Om de aldus gevonden aanwijzingen op hun waarschijnlijkheid te toetsen, en om aanwijzingen te verkrijgen wat betreft de stabiliteit van slib voor onze kust, werd een korte studie gemaakt van de hydrodynamische voorwaarden.

Op basis van literatuurgegevens werden snelheden aangenomen op 1 m van de bodem, boven dewelke globaal genomen erosie zou voorkomen, en beneden dewelke sedimentatie zou voorkomen.

Aan de hand van de *Stroomatlas* werden resultanten van de getijderozen berekend, en met behulp van de vergelijking van Van Veen (1936) snelheden op 1 m van de bodem.

Uit de vergelijking van deze hydrodynamische toestand met de feiten, nl. de ruimtelijke verspreiding van het slib, werden dan een aantal besluiten getrokken met betrekking tot herkomst en dynamica van fijnkorrelige sedimenten voor de kust.

3.2.- Sedimentatie en erosie van slib

3.2.1.- Sedimentatie

Het suspensiemateriaal in zee is niet gedisperseerd in zijn elementaire samenstellende partikels, maar komt voor als aggregaten, flocculen.

Deze aggregatie kan gebeuren door toedoen van biologische oorzaken (mucus, *faecal pellets*, etc.), maar heeft in zee als voornaamste oorzaak de flocculatie door Ca^{++} en Mg^{++} -ionen.

In sedimentatiemodellen speelt de sedimentatiesnelheid van deze flocculen een belangrijke rol. Deze snelheid is niet eenvoudig af te leiden van de diameter der flocculen, daar deze laatsten buiten organisch en mineraal materiaal, zeer veel water bevatten, wat hun soortelijk gewicht zeer sterk drukt. De diameter der flocculen wordt dan ook zeer dikwijls gegeven als een "equivalente" diameter : dit is de diameter van een kwarts-sfeertje met dezelfde sedimentatiesnelheid.

De *in situ*-meting van deze diameter of sedimentatiesnelheid stelt vele problemen, en men is praktisch op de bestaande literatuur aangewezen om deze parameter te schatten.

Tabel 11 geeft een kort overzicht van de verschillend in de literatuur vooropgestelde waarden van de equivalente diameter, en van de fractie van de korrelgrootte-samenstelling die deelneemt aan het flocculatieproces. (Korrels groter dan deze fractie, sedimenteren individueel.)

Zoals blijkt lopen de gegevens uit de literatuur enigszins uiteen, en hangt de sedimentatiesnelheid af van tal van factoren die dan nog verschillen van plaats tot plaats.

Wegens de vergelijkbaarheid van de toestand voor de Belgische kust met deze waaronder de studie van Terwindt en Breusers (1972) plaatshad, menen we dat een sedimentatiesnelheid voor flocculen van $\pm 1,5$ m/h als aanvaardbaar kan aanzien worden.

We menen ook de voorwaarde voor het aanzetten van massale sedimentatie, nl. vanaf het ogenblik dat de watersnelheid onder 20 cm/s daalt, hier te mogen overnemen van voornoemde onderzoekers.

3.2.2.- Erosie

Evenals voor sedimentatie van slib zijn er wat de erosievoorwaarden betreft, reeds verschillende literatuurgegevens voorhanden. Het blijkt ondermeer uit verschillende studies [o.a. Migniot (1968); Terwindt en Breusers (1972)] dat de erodeerbaarheid van slib in zee afneemt naarmate er meer zandbijmenging is tot ± 40 %, en de consolidatietijd toeneemt.

Uit tabel 12, die enkele literatuurgegevens groepeerd, blijkt eens te meer dat het benaderen van de erodeerbaarheid van slib verre van eenvoudig is. Enig literatuuronderzoek naar de erosie van slib door golfwerking werd eveneens ondernomen. Hieruit bleek dat de Belgische kustzone binnen de 15 m - dieptelijn uiterst bloot staat aan eroderende golfwerking [McCave (1971)]. Volgens Draper (1966) wordt bij Smith's Knoll gedurende ongeveer 15 dagen per jaar op een diepte van ± 10 m een watersnelheid van 60 cm/s bereikt. In deze periode wordt gedurende elk uur eens een snelheid van 114 cm/s bereikt.

Golfwerking kan aldus de consolidatie van slib verhinderen door er orbitale bewegingen in te ontwikkelen. Aldus kan slib zelfs een translatie naar de kust ondergaan, zonder in suspensie te zijn gebracht [Migniot (1968)].

Tabel 11

Equivalente diameters van suspensiemateriaal volgens enkele auteurs

Auteur, plaats	Equiv. diam. van de flocculen	Geflocculeerde suspensiefractie
Gripenberg (1934), labo	5 tot 15 μ	< 15 μ
Sverdrup, Johnson, Fleming (1942)		
Van Andel, Postma (1954), Golf van Paria	gemiddeld 15 μ	
Van Straaten (1954), Ned. wadden	enkele tot 40 μ	< 25 μ
Jerlov (1955), kustwateren (?)	geom. gemid. 16 μ	
Prickard, Giovando (1960), kustwateren (?)	geom. gemid. 7 tot 17 μ	
? (1960), Demerara Bar Channel	\pm 8 μ	< 30 μ
Favejee (1960), Ned. kust		
Postma (1961), Ned. waddenzee	6 tot 12 μ	
Berthois, Pacheco (1968), Loire-est.	\sim 11 tot \sim 33 μ (mediaan)	< 30 μ
Id. (1968), Fjord, Groenland (labo)	\sim 4 μ (mediaan)	
Sheldon (1968), Crouch-est.	gemid. \sim 5 tot 10 μ	
Migniot (1968), labo	\sim 13 tot \sim 26 μ	< 30 μ
McCave (1970), Zuidelijke Noordzee	gemid. \sim 7 tot \sim 12 μ	
Terwindt, Breusers (1972), Nederlandse getijdewateren	gemid. 20 μ	

Tabel 12

Kritische erosiesnelheden volgens enkele auteurs

Auteur	Samenstelling z = zand s = silt k = klei	U_c^* (cm/s)	U_{50} V op 50 cm van bbodem	U_{100} V op 1 m van bodem
Partheniades (1965)	geen zand	0,8	21	22
Terwindt, Breusers en Svasek (1967)	50 % z , 30 % s , 20 % k	3,3	97	103
Terwindt en Breusers (1972)	37 % z - 2 u	1,9	53	56
	37 % z - 2 $\frac{1}{2}$ u	2,1	59	63
	7 % z - 2 u	0,8	21	22
	2 % z - 2 $\frac{1}{2}$ u	1,4	38	41
	37 % z - $\frac{1}{4}$ u	0,7	18	19
	$\frac{1}{2}$ u	1,2	32	34
	1 u	1,75	49	52
	2 u	2	56	60

In vergelijking met de situatie voor onze kust is het werk van Terwindt en Breusers (1972) zeer nuttig. Slib met 37 % zandbijmenging heeft na 2 à 3 uur rust een U_c^* (*shear velocity*) van 2 cm/s, wat bereikt wordt met een watersnelheid van 60 cm/s op 1 m van de bodem.

Formule :

$$\frac{U_y}{U_*} = 5,75 \log \frac{y U_*}{0,108 \nu}$$

waar U_y is de stroomsnelheid op y cm van de bodem; U_* is de *shear velocity* en ν is de kinematische viscositeit van zeewater.

We menen als algemene werkhypothese dus een kritische erosiesnelheid van 60 cm/s op 1 m van de bodem te mogen aannemen. Natuurlijk zijn afwijkingen van deze waarden naar boven en naar onder waarschijnlijk.

3.3.- De actieve suspensiesamenstelling

3.3.1.- Spreiding over het net

Een 300-tal bemonsteringen met 25 l-flessen, werden gedurende de loop van het onderzoek uitgevoerd. De gemiddelden per punt werden berekend aan de hand van alle metingen in de tijd en volgens de diepte, die in dat punt uitgevoerd werden. Het resultaat is weergegeven in figuren 21, 22 en 23.

Het valt op dat in de punten 01, 06 en 07 (voor De Panne en voor de Scheldemonding) vrij hoge gemiddelden worden aangetroffen. Mogelijk sluiten deze twee tamelijk ver uit mekaar gelegen gebieden aan elkaar, alhoewel bron van het materiaal en oorzaak van de hoge concentratie waarschijnlijk verschillend zullen zijn.

Een tweede vastelling is de algemene afname van de concentratie naar zee toe.

Uit de vergelijking van de kaarten met de minimale en maximale gevonden concentraties per punt blijkt dat de hoge concentraties voor onze kust kunnen afwezig zijn, wat er op wijst dat de toestand van aanvoer en/of resuspensie door golfwerking en stroming wisselend moet zijn.

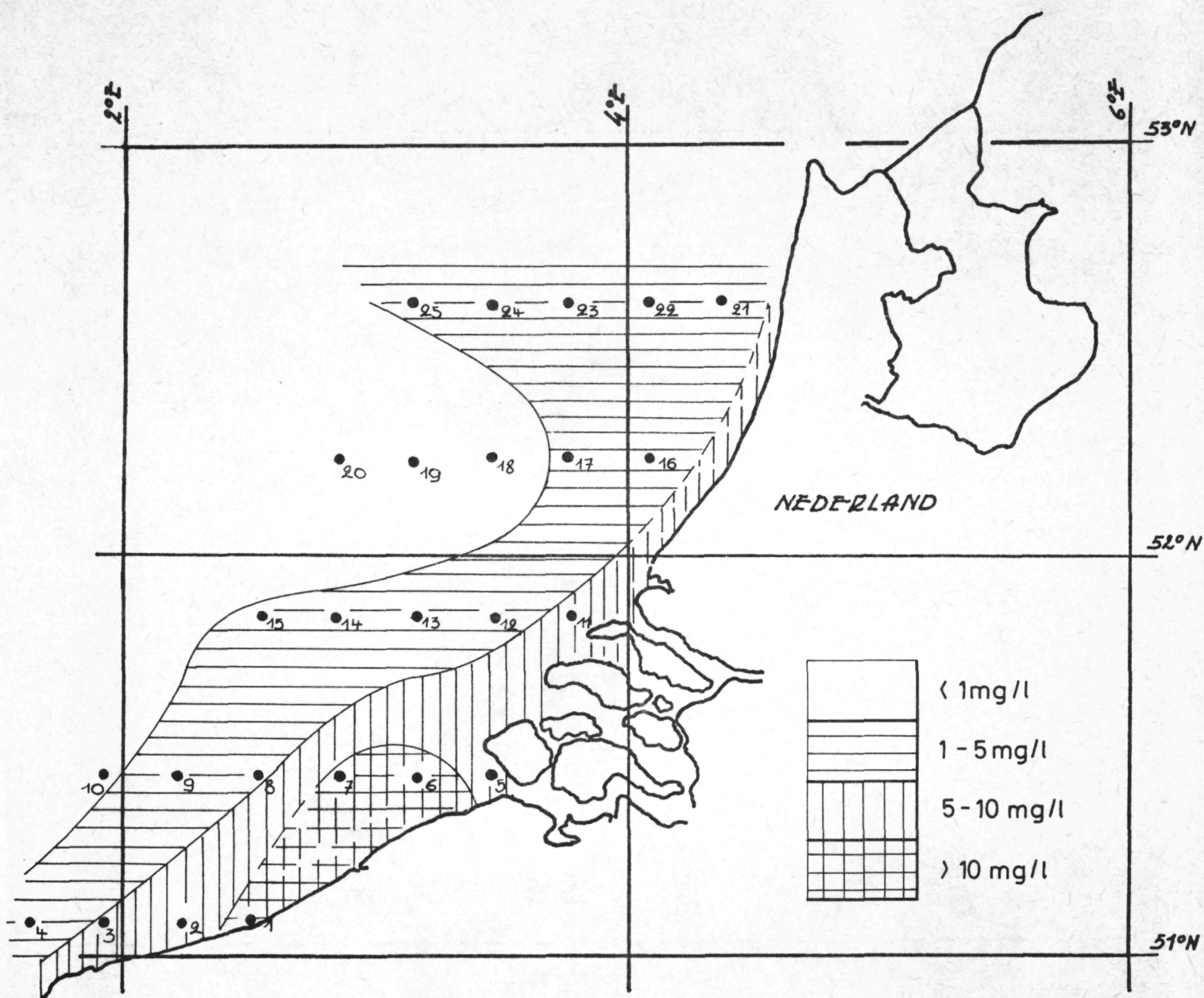


fig. 21.

Gemiddelden van de waargenomen suspensiegehalten

Bij vergelijking van de gemeten concentraties in de zomer en in de winter blijkt dat er een niet onbelangrijke bijdrage kan geleverd worden door resuspensie bij stormweer. Terwindt (1967) verklaart de

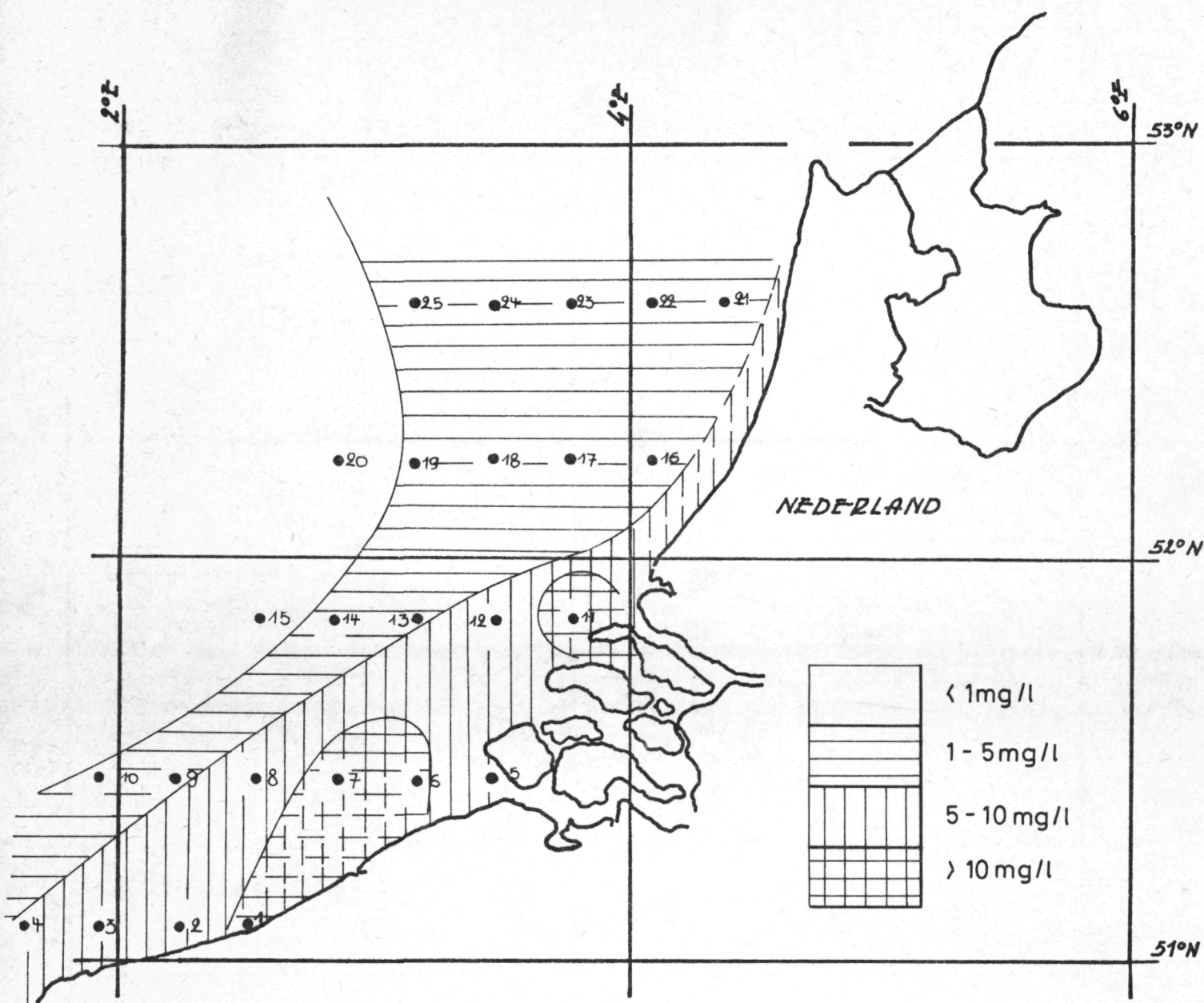


fig. 22.
Maximale waargenomen suspensiegehalten

hoge suspensiegehalten in de winter trouwens ook door de frequente
eroderende stormen (zie tabel 13).

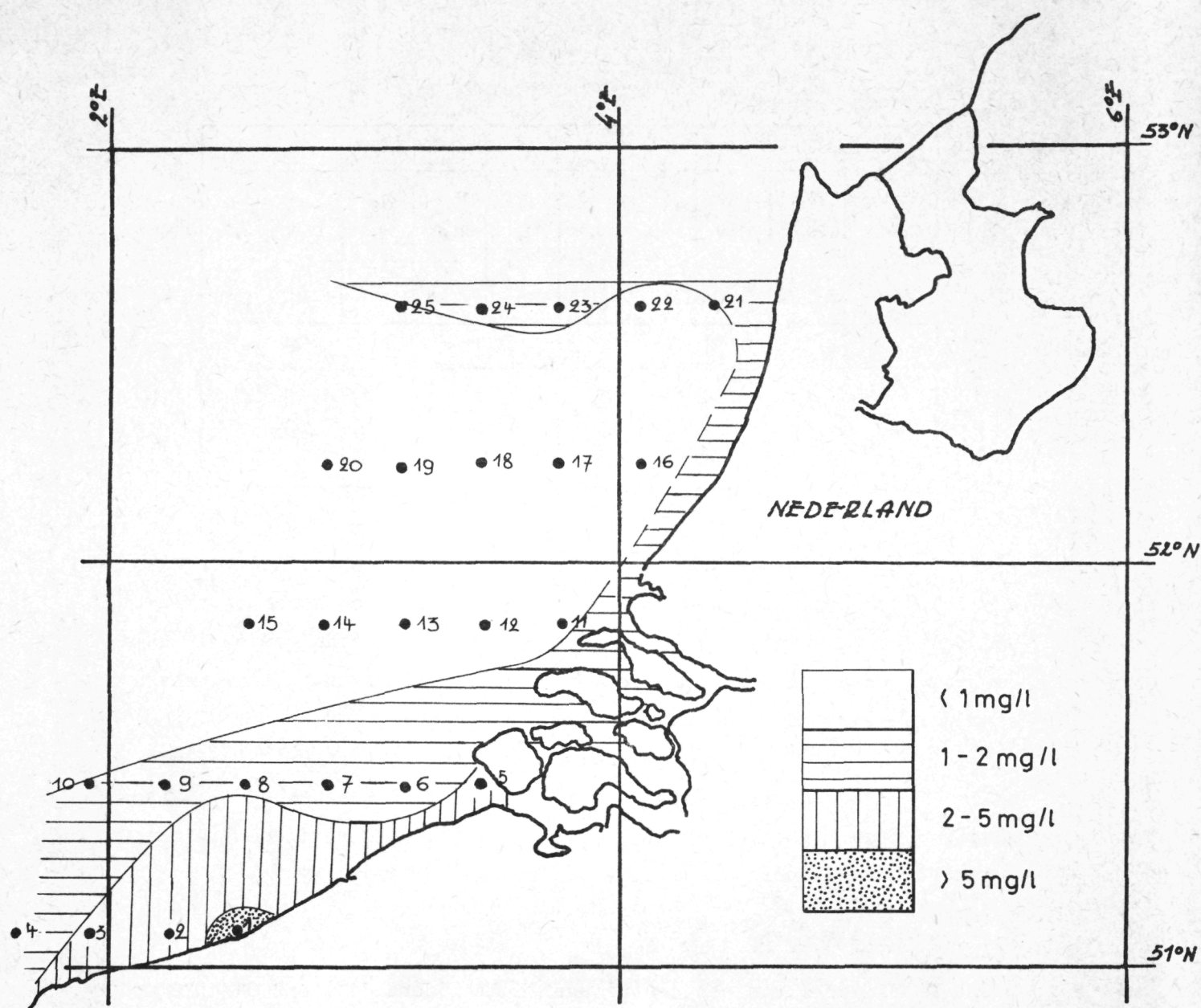


fig. 23.

Minimale waargenomen suspensiegehalten

Wat de verdeling van de suspensie-concentratie volgens de diepte betreft : deze werd wel sporadisch waargenomen. Meestal echter was de waterkolom vrij goed gehomogeniseerd, zonder hierbij uitspraak te doen over de laatste 100 cm bij de bodem.

Tabel 13
Suspensiegehalte (mg/l)

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	
Winter	70,7	12,2	11,1	4,3	13,1	16,8	31,0	13,3	1,4	
Zomer	20,6	3,8	4,6	3,4	11,2	21,6	12,6	2,1	2,6	
	45,8		2,1	1,2	2,4	1,5	1,3		2,4	
	6,3									
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Winter	0,6	0,6	4,6	0,9	0,8	0,2	0,8	1,9	2,5	1,8
Zomer	2,5	1,6	2,4	0,5	0,3	1,2	1,3	2,4	0,6	1,0
	1,6	1,4	0,4	0,5	0,9					

Vroeger onderzoek [Van Veen (1936); Bastin (1964)] heeft reeds aan het licht gebracht dat voor de Belgische kust een zone van slibhoudende sedimenten ligt. Samen met de vaststelling van gemiddeld relatief hoge suspensiegehaltes boven deze zone, vormen deze gegevens een aanwijzing voor de belangrĳkheid van deze zone.

De overige zones van het model, waar constant lage suspensiegehaltes worden aangetroffen, staan qua bodemsedimenten bekend als uitsluitend zandig [Houbolt (1963); Stride (1968)], en verdienen in het licht van deze studie dus minder aandacht.

3.3.2.- Korrelgrootte

Door middel van een centrifuge werd tijdens de vaart 01/1972 op 20 punten van het net, suspensiemateriaal geconcentreerd.

Op deze monsters werd een granulometrische analyse uitgevoerd. Vanzelfsprekend geven de resultaten van deze analyse niet de korrelgrootteverdeling weer van de suspensieflocculen, daar de in zee bestaande complexen door monstername en analyse vernietigd werden. De resultaten zijn weergegeven in diagramma-figuur 24. Het materiaal kan dus gekarakteriseerd worden als kleiige silt en siltige klei met een kleine bijmenging van zand.

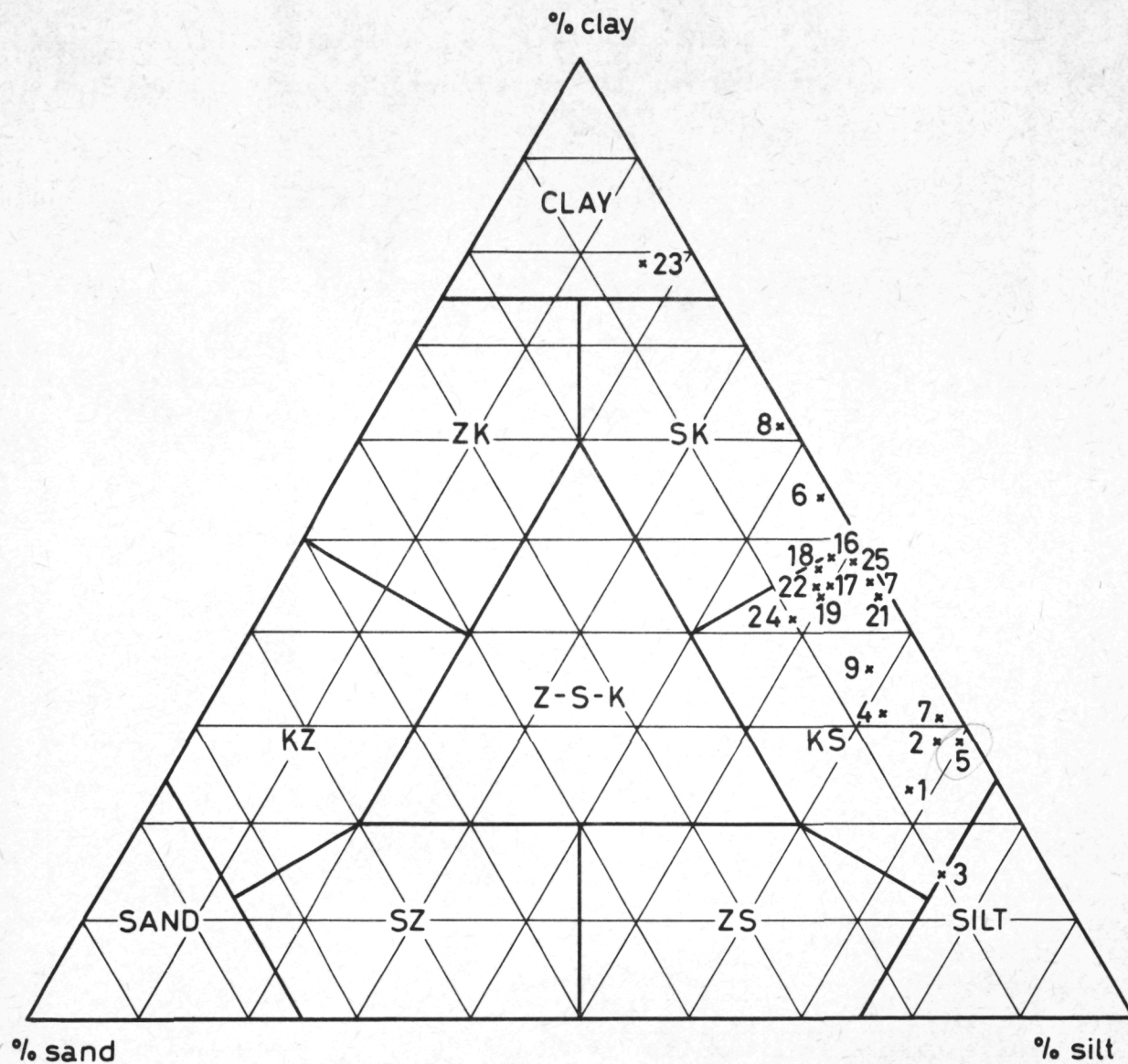


fig. 24.

Zand-silt-klei-samenstelling van het suspensiemateriaal van de vaart 01/1972

Op te merken valt dat de punten 16 tot 25 (areaal voor de Nederlandse kust), zich vrij goed concentreren rond de samenstelling 45 % klei, 50 % silt, 5 % zand.

De punten 1 tot 8 (zone voor de Belgische kust) zijn echter meer verspreid, alhoewel van een samentroepen rond de samenstelling 30 % klei, 65 % silt, 5 % zand zou kunnen gesproken worden.

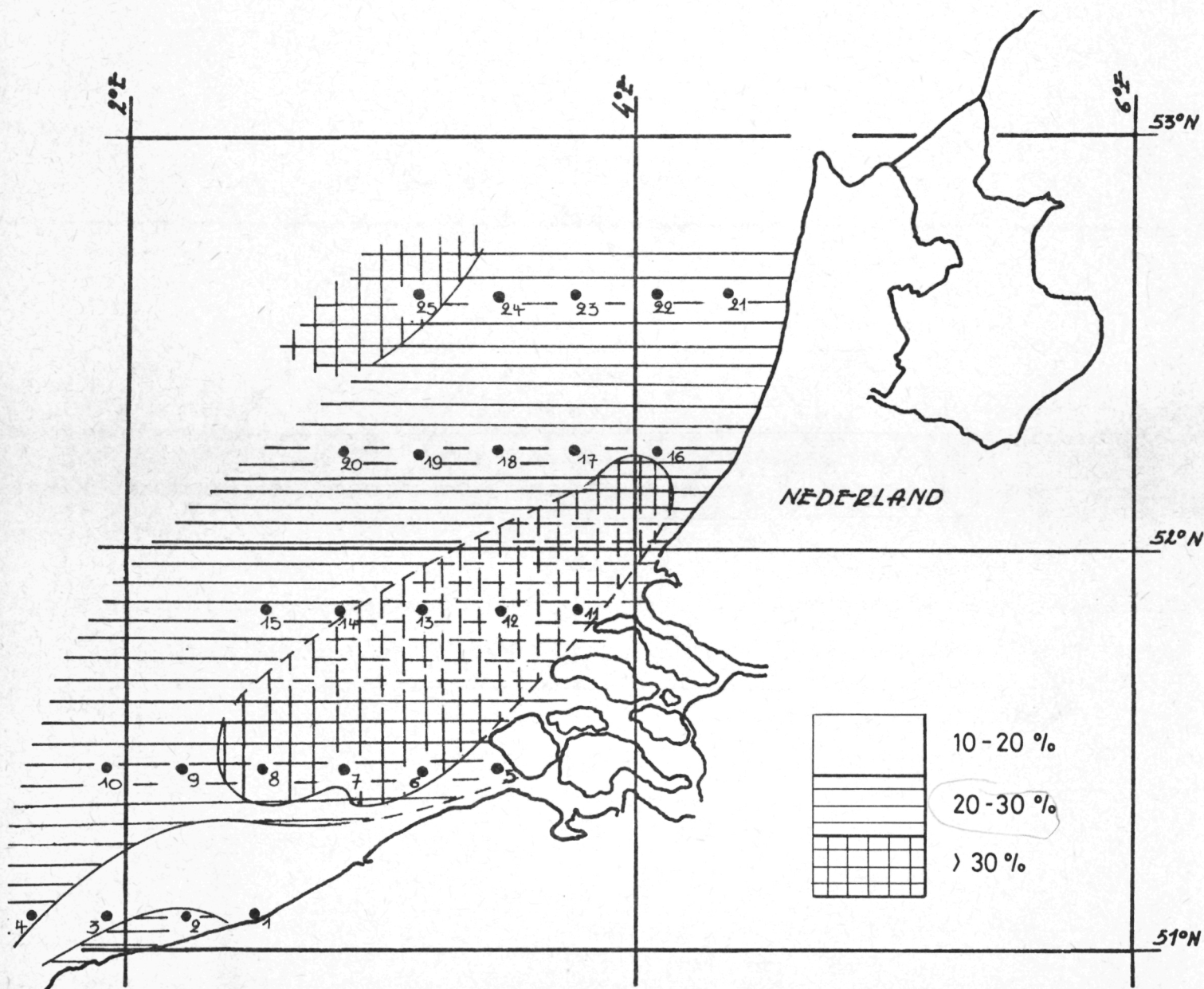


fig. 25.

Absoluut kleigehalte van het suspensiemateriaal van de vaart 01/1972

Voor de eerste *cluster* bedraagt het kleigehalte in de siltfractie ($< 62 \mu$) dan 47 %, voor de tweede 32 %. De ruimtelijke toestand is weergegeven in figuur 25.

In het noordelijk gedeelte is dus een suspensiefractie aanwezig die vrijer is van silt, dat waarschijnlijk van continentale oorsprong is (loess), dan in het zuidelijk gedeelte waar silt sterk overheerst.

3.3.3.- Organisch gehalte

Op voornoemde monsters werd een analyse met de Walkeley and Black-methode op organische C uitgevoerd. Het resultaat per punt is weergegeven in figuur 26.

In de Belgisch kustnabije zone bevat het suspensiemateriaal minder organisch materiaal dan in het noordelijk gedeelte. Een toename van het plankton naar de open zee toe, en een terugvallen van het mineraal materiaal is de oorzaak van de hoge organische gehalten verder in zee.

Het uitzetten van organisch gehalte tegenover gehalte aan suspensiemateriaal aan de oppervlakte geeft volgend beeld : fig. 27. Bij lage suspensiegehalten daalt het organisch C-gehalte wanneer de suspensieconcentratie stijgt : bijmenging van inorganisch materiaal doet het organisch C-gehalte dalen. Bij hogere suspensiegehalten stijgt de organische C samen met de suspensieconcentratie : bijmenging van mineraal materiaal zou dus waarschijnlijk een verhoging van de planktonconcentratie veroorzaken. Dit verschijnsel werd vastgesteld in de zuidelijke suspensierijke zone. Het slib zou dus een gunstige invloed hebben op het planktonbestand vanaf een concentratie van $\pm 4 \text{ mg/l}$ af, en speelt hier waarschijnlijk de rol van voedselaanbrenger. Een afname van het organisch C-gehalte vanaf een bepaalde hoge suspensieconcentratie werd niet vastgesteld maar is wel waarschijnlijk.

Het suspensiemateriaal in de noordelijke "arme" zone is dus zeer rijk aan organische bestanddelen, waarin met deze methode geen onderscheid in dood en levend materiaal kan gemaakt worden. In de zuidelijke "rijke" zone is het organisch gehalte lager, doch niet verwaarloosbaar daar de absolute aanwezige hoeveelheid per liter hier veel hoger is dan

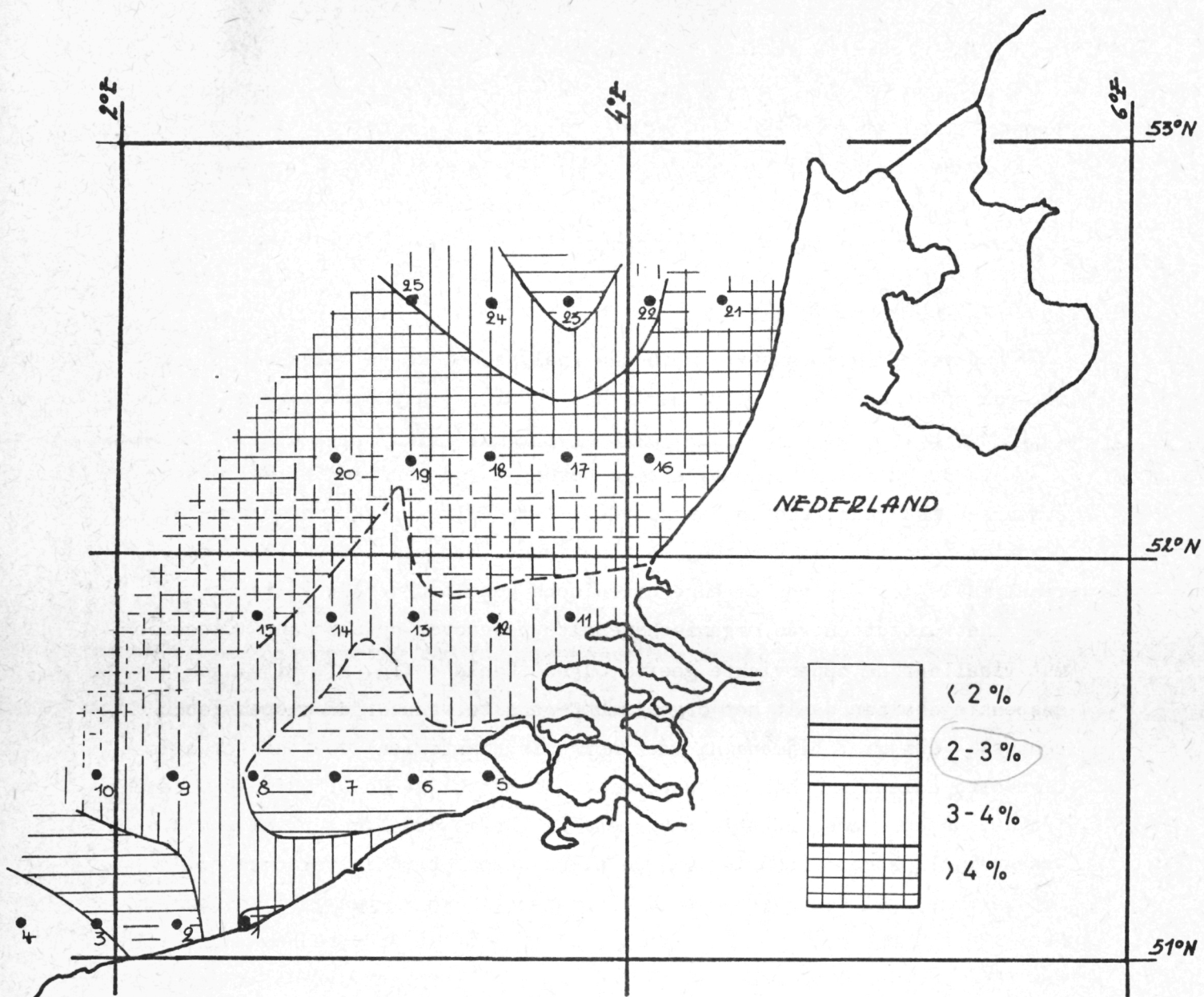


fig. 26.

Organisch C-gehalte (W & B) van het suspensiemateriaal tijdens de vaart 01/1972

in het noorden. Vooral het dood organisch materiaal is hier belangrijk omdat het als opslagreservoir en transportmiddel voor verschillende pollutanten dienst kan doen.

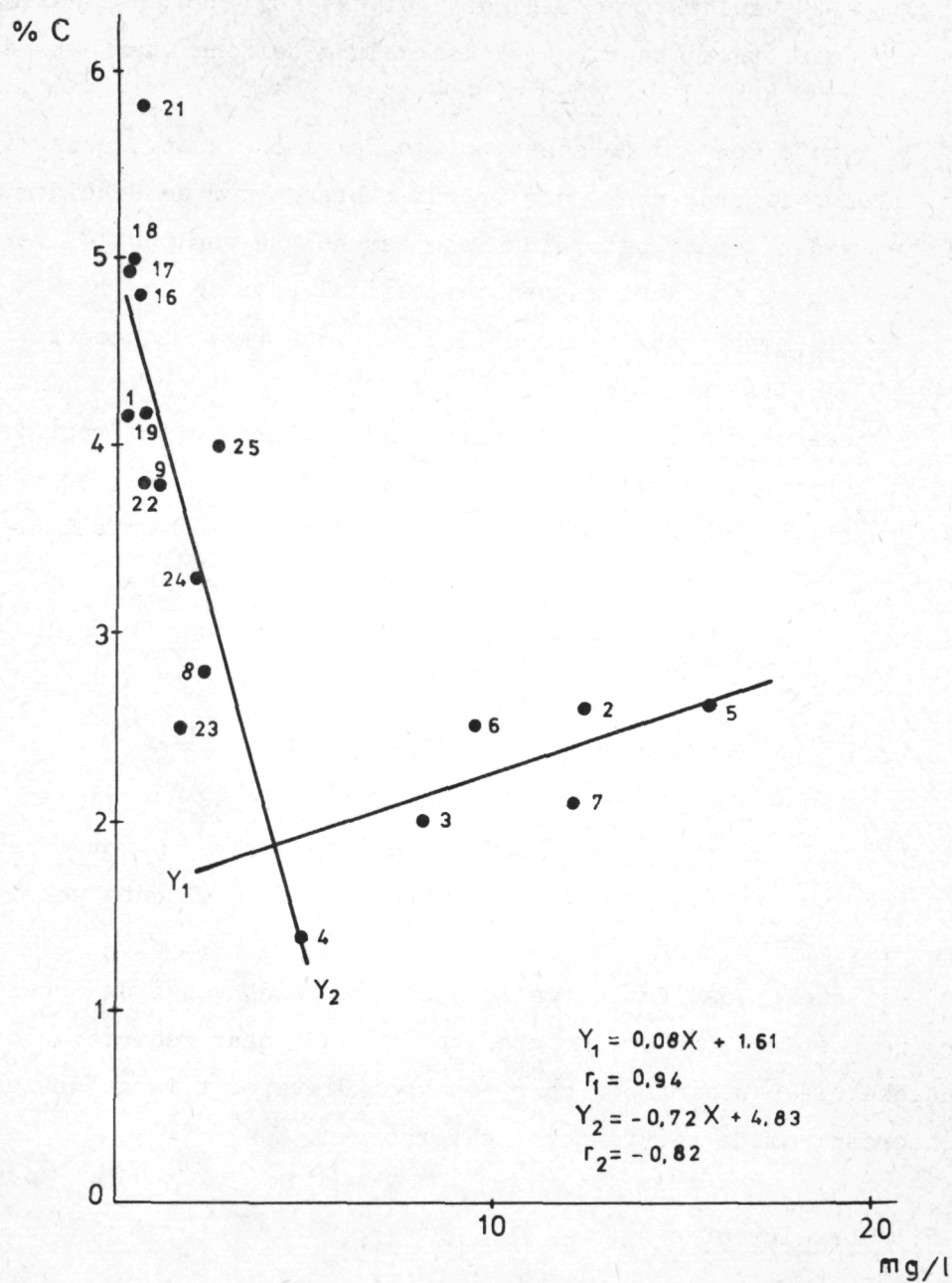


fig. 27.

Organisch C-gehalte (W & B) in functie van de concentratie van het suspensiemateriaal aan de oppervlakte.

3.3.4.- Besluit

Op basis van de verschillende analyses komt het suspensiemateriaal naar voor onder twee "habitussen" naargelang de zone waar het gevonden wordt.

De eerste zone is de zone voor de Belgische kust, zoals zij op de verschillende figuren naar voor treedt : breed voor de Scheldemonding, enigszins gedeukt naar het zuiden toe ter hoogte van punt 6, versmallend naar de westkust toe. Het suspensiemateriaal bevat hier $\pm 32\%$ klei, heeft een organisch gehalte rond $2,2\%$ bij normale concentratie. Het gemiddeld gehalte is 10 mg/l .

De tweede zone noemen we gemakkelijks halve de "rest van het areaal". Het suspensiemateriaal bevat hier $\pm 47\%$ klei, en een organisch gehalte oplopend tot $4 \text{ à } 5\%$. Het gemiddeld gehalte bedraagt enkele mg/l .

3.4.- De suspensieafzettingen

3.4.1.- Het voorkomen en de eigenschappen van het slib

In figuur 28 is het $\%$ fijn materiaal ($< 62 \mu$) van de bodemonsters ruimtelijk uitgezet, zodat een idee verkregen wordt van de verdeling van slib voor de kust. Een analyse werd slechts weergegeven zodra $5\% < 62 \mu$ werd aangetroffen.

Men stelt vast dat het slib zich uitbreidt vanaf de Scheldemonding, langs de oostkust, en ter hoogte van Oostende naar zee uitwaaiert. Op identieke wijze begint een zone van voor Nieuwpoort langs de kust naar het noorden, om de eerste zone te vervoegen.

3.4.2.- Korrelgrootte

Uitgezet in een zand-silt-klei-diagramma komt een wigvormig patroon tot stand, dat zich uitstrekt van het zandhoekpunt naar de klei-silt-zijde op ongeveer 65/35. Dit betekent dat de fractie kleiner dan 62μ ongeveer 35% klei bevat, wat in tamelijk goede overeenstemming is met dezelfde verhouding in suspensiemateriaal (zie figuur 29). Dit wijst erop dat de klei en siltfracties steeds min of meer samen werden vervoerd.

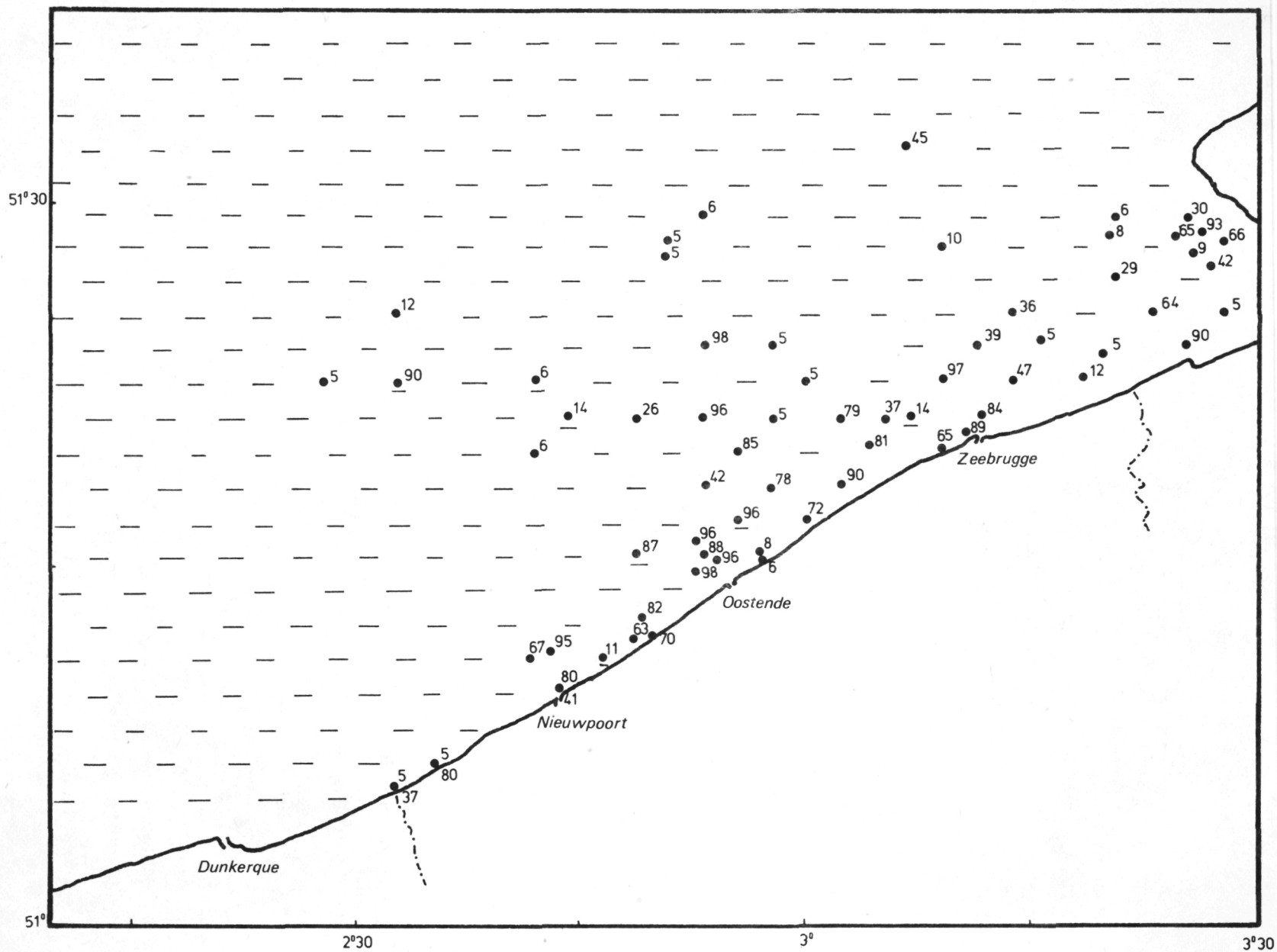


fig. 28.

% < 62 μ in de bodemonsters (vanaf 5 %)



fig. 29.

Zand-silt-klei-samenstelling van de bodemonsters

Diagramma 30 zet op dezelfde wijze de fractie boven 16 μ uit tegenover klei en fijne silt. De goede correlatie tussen klei en fijne silt, verhouding 55/45 wijst er weer op dat klei niet alleen kan afgezet zijn, doch in complex met grover materiaal is gesedimenteerd.

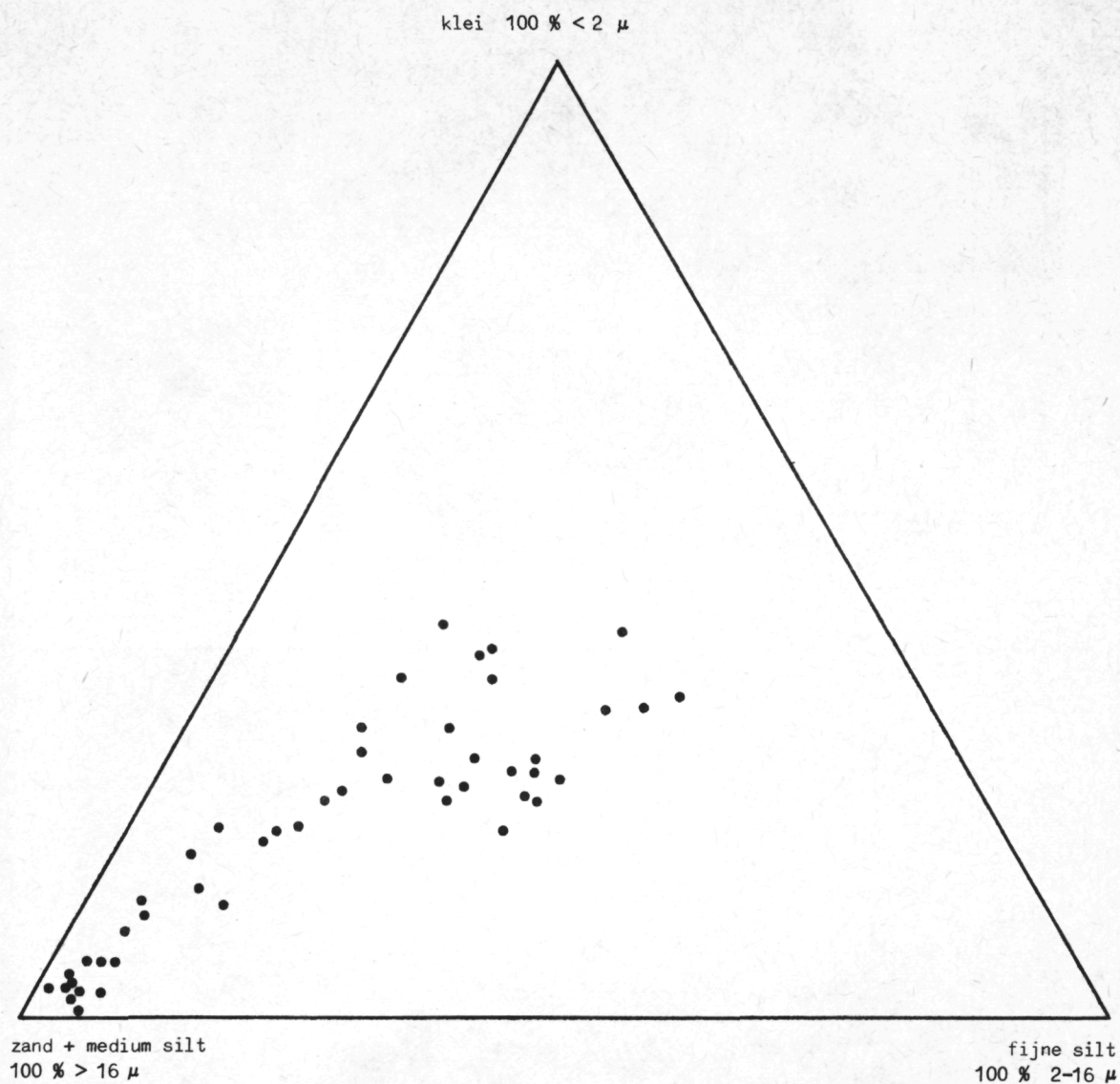


fig. 30.

Verhouding tussen fijne silt en klei in bodemonsters

Een profiel langs de kust en één loodrecht erop, fig. 31 tonen het samen variëren van klei en fijne siltfractie, en het hoge kleigehalte van de monsters voor de middenkust.

Om de verhoudingen tussen de verschillende fracties na te gaan werden vier parameters berekend : Scr, Scmr, Cr en Ocr. Zij kunnen enige

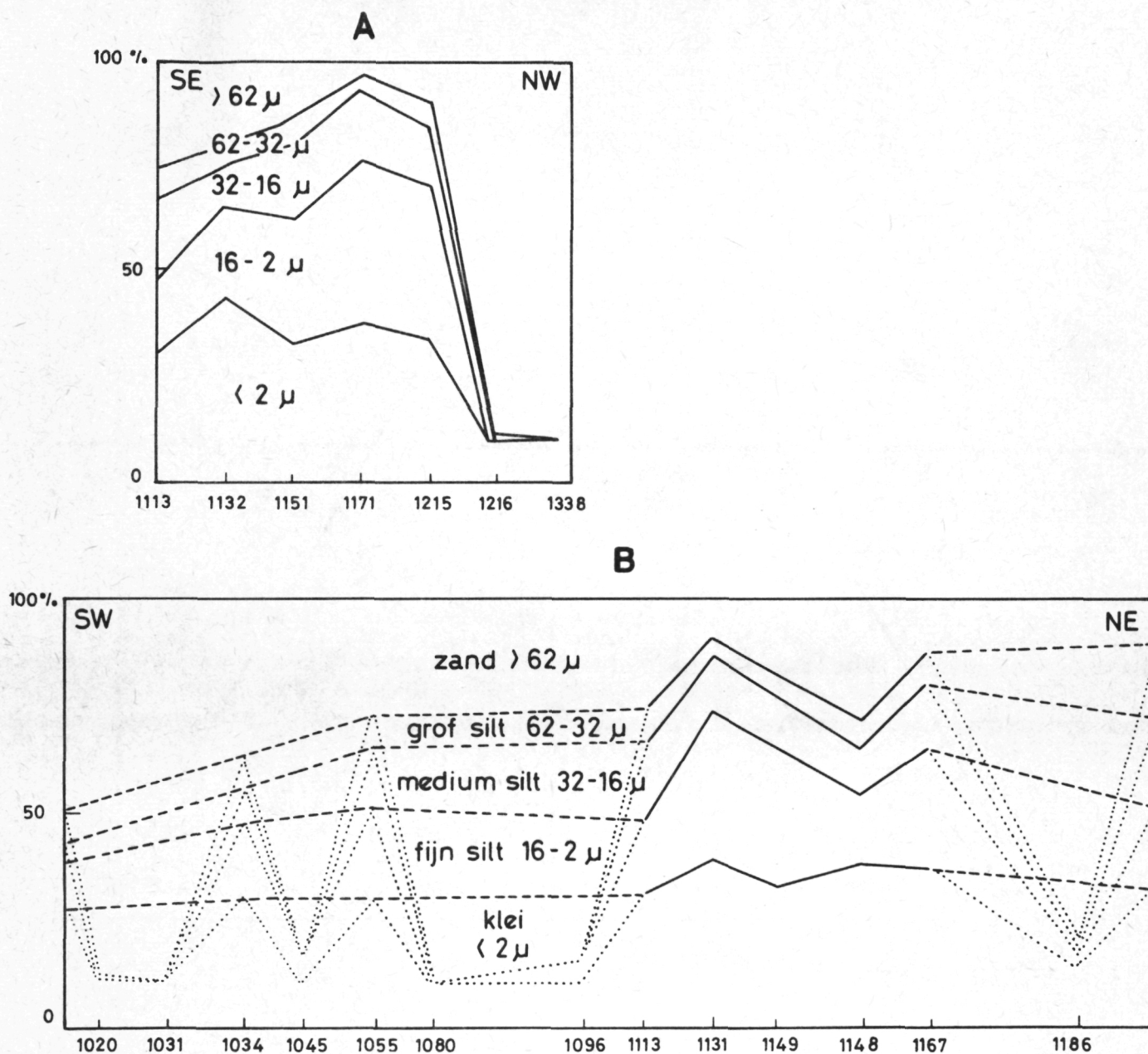


fig. 31.

A. Korrelgrootteprofiel loodrecht op de kust in De Haan.

B. Korrelgrootteprofiel langs de kust van De Panne tot de Scheldemonding.

informatie verstrekken over herkomst van het materiaal. Ze werden uitgezet in de figuren 32, 33, 34, 35 en worden hier kort besproken.

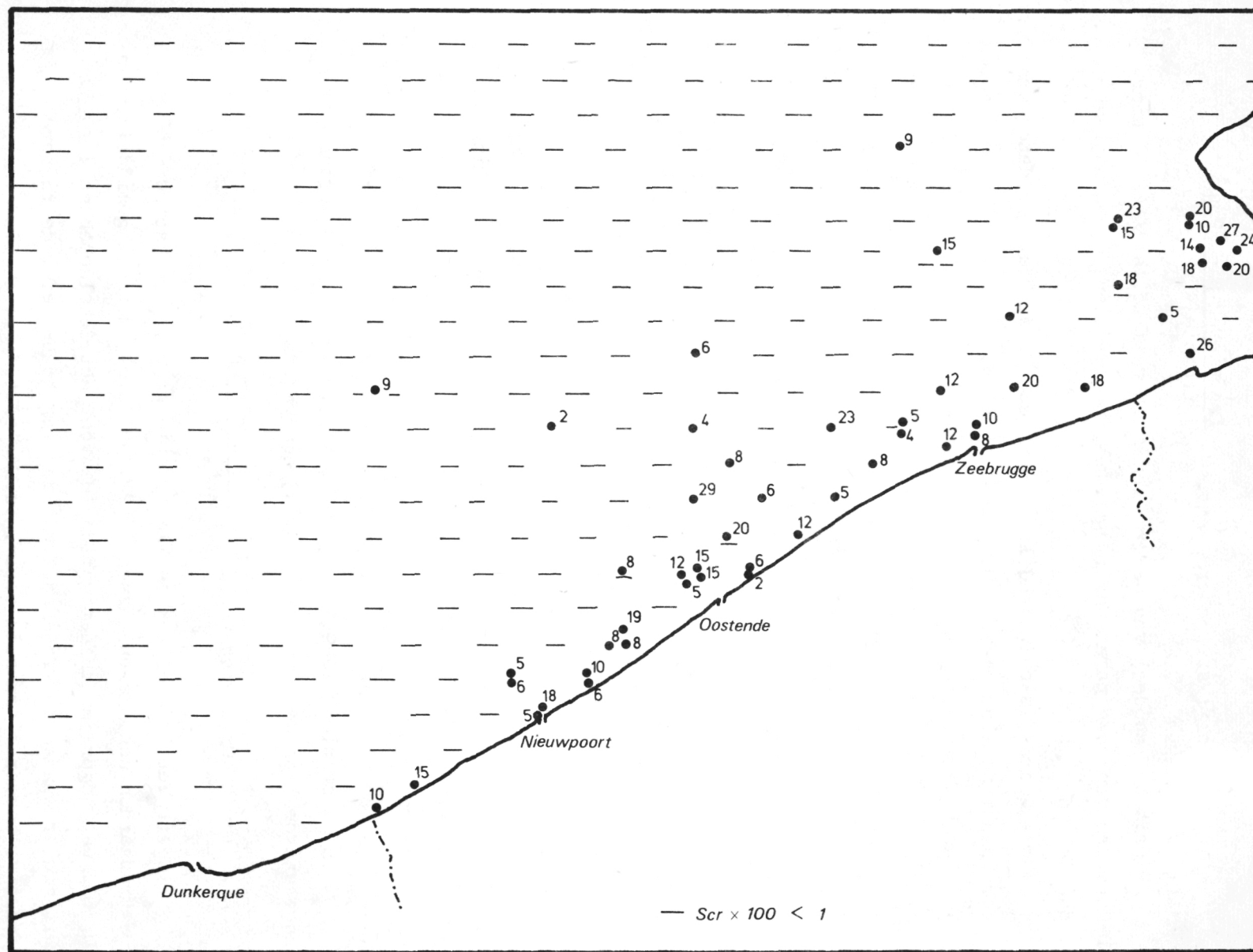


fig. 32.

Scr - parameter van de bodemonsters

$$\text{Scr} : \text{silt coarse ratio} = \frac{\text{fractie } 62 \mu - 32 \mu}{\text{fractie } < 62 \mu} .$$

Geeft het aandeel van de grove silt in de fractie $< 62 \mu$ weer. De waarden van deze parameter liggen tussen 0,01 en 0,29 ; het gemiddelde bedraagt 0,12 .

Deze waarde is beduidend lager dan het gemiddelde voor deze parameter in het Scheldebekken : 0,30 . De stations 5 en 7 vertoonden echter wel zulke hoge waarden, wat er zou kunnen op wijzen dat Scheldemateriaal aanwezig is. Voor station 5 is dit praktisch zeker. Toch moet men opmerken dat station 1133 een hoog grof silt-gehalte heeft, waar men niet onmiddellijk een bron kan voor aanwijzen buiten de Schelde.

$$\text{Scmr} : \text{silt coarse and medium ratio} = \frac{\text{fractie } 62 \mu - 16 \mu}{\text{fractie } < 62 \mu} .$$

Geeft het aandeel aan van grof en gemiddeld silt in het suspensiemateriaal Ps; fractie $< 62 \mu$. De waarden van Scmr liggen tussen 0,06 en 0,63 met een gemiddelde van 0,32 . Dit is weer lager dan de overeenkomstige waarde voor het Scheldebekken : $\pm 0,55$.

De verdeling van de Scmr-waarden over het aantal monsters is bimodaal met een eerste modus rond 0,25 à 0,30 , een tweede rond 0,40 à 0,45 . Hoge waarden worden weergevonden rond de Scheldemonding en ten W ervan langs de kust. Loessrijk materiaal afkomstig uit de Schelde kan hier aangevoerd zijn.

Dit zou dus wijzen op uitvoer van de Schelde.

In de stations 1049, 1065, 1097, 1113, 1114 en 1133 werden eveneens hoge waarden vastgesteld, met in 1133 een waarde van 0,63 .

$$\text{Cr} : \text{clay ratio} = \frac{\text{fractie } < 2 \mu}{\text{fractie } < 62 \mu} .$$

Geeft het aandeel van de kleifractie weer in de fractie $< 62 \mu$. De Cr-waarden schommelen tussen 0,22 en 0,64 met een gemiddelde van 0,36 , wat hoger is dan het gemiddelde voor het Scheldebekken : 0,30 . Dit zou er kunnen op wijzen dat wat de uitvoer betreft, de fijnere fracties bevoordeligd zijn t.o.v. vb. de silt, grof en middelmatig.

Hoge Cr-waarden werden gevonden in de stations 1168, 1188, 1148, 1132, 1172, 1173 en 1007 waar dus een relatief rijke kleisedimentatie

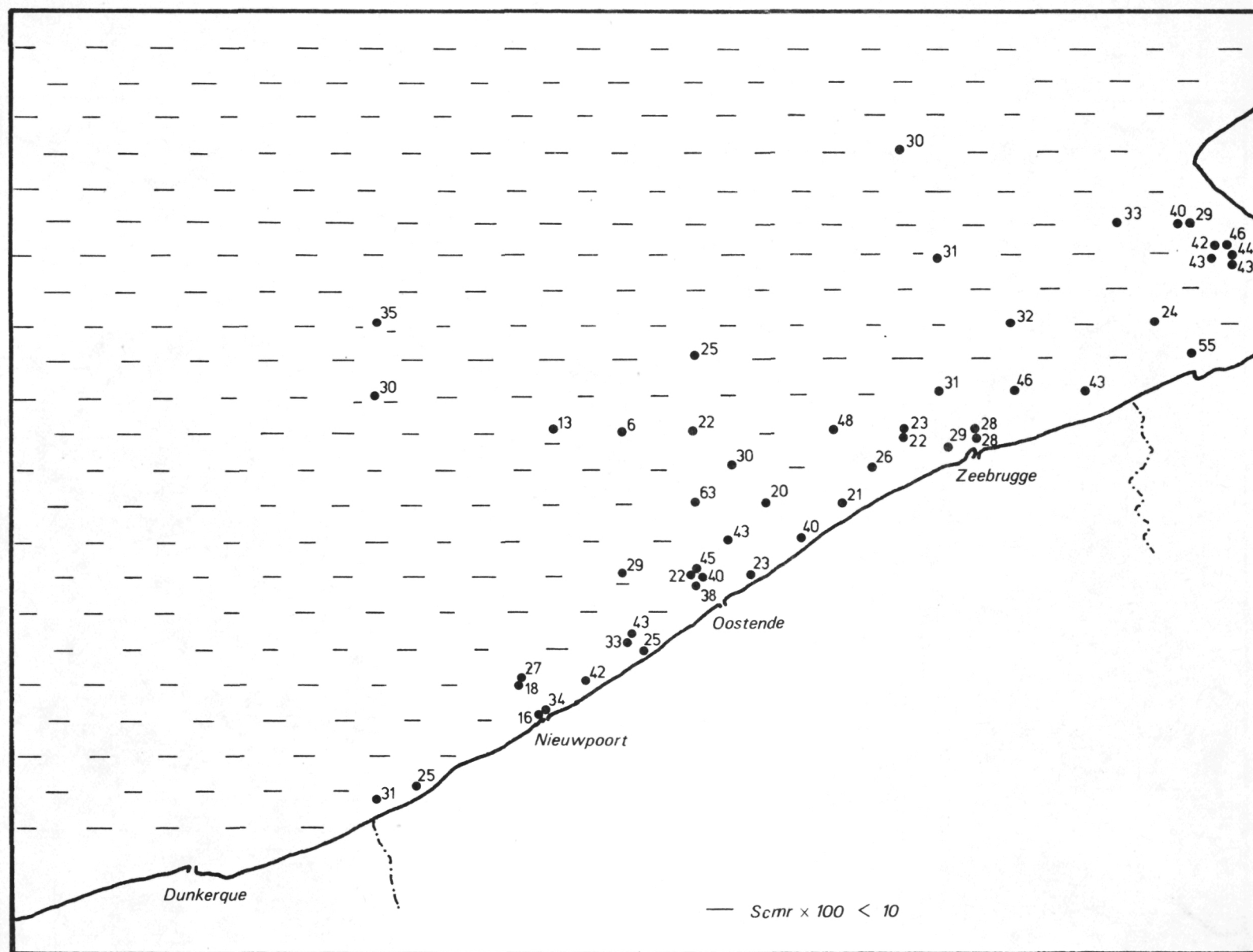


fig. 33.

Scmr - parameter van de bodemonsters

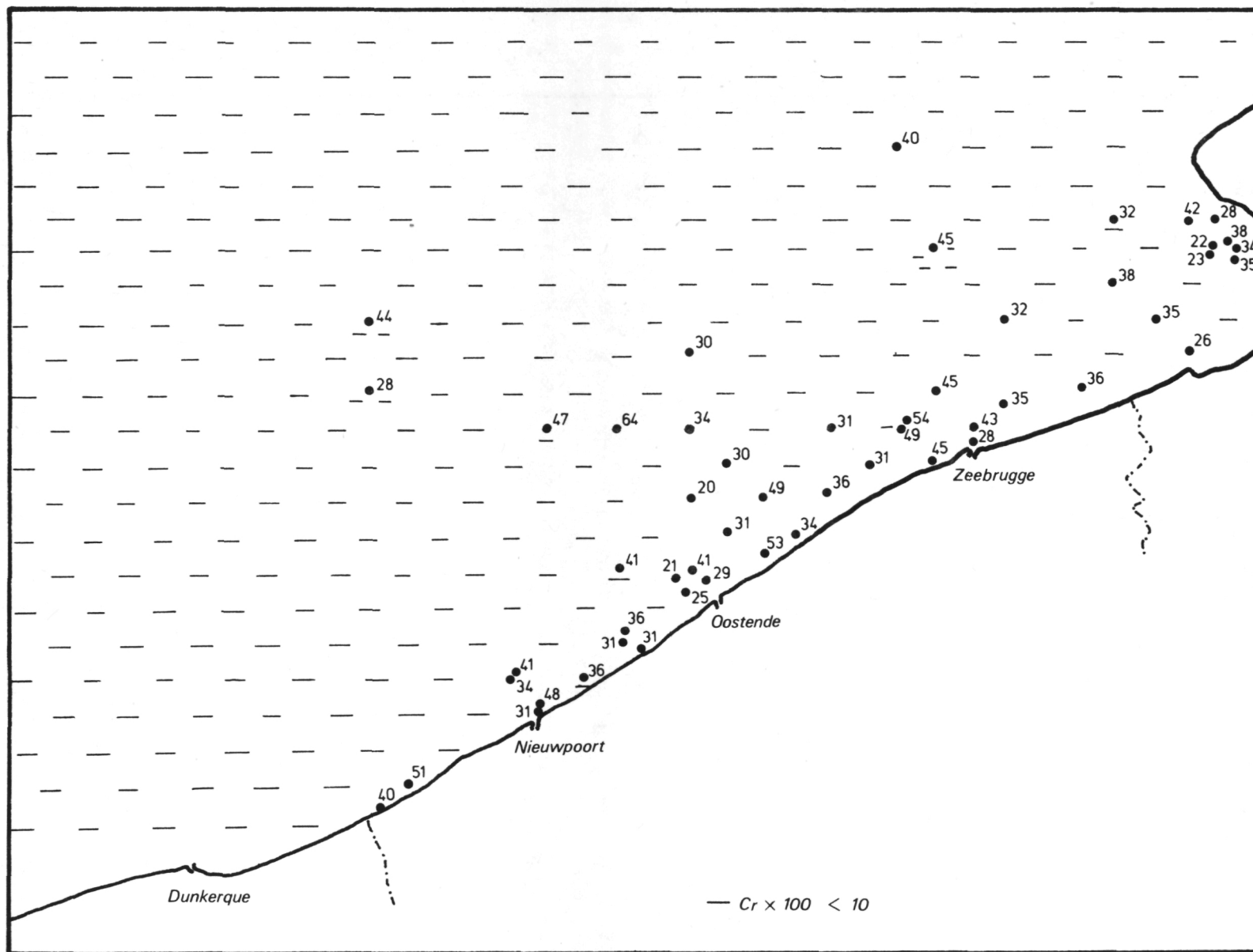


fig. 34.

Cr - parameter van de bodemonsters

moet bestaan. Het bleek ook dat deze parameter aan sterke variatie onderhevig is. De sedimentatie van materiaal $< 62 \mu$ is dus granulometrisch wel gevarieerd. Siltrijk en kleirijk slib kan in hetzelfde station gevonden worden vb. 1097, 5. Dit kan er tevens op wijzen dat de numerische waarden van de ratio's mede bepaald zijn door hydrodynamische condities.

$$\text{Ocr : organic clay ratio} = \frac{\text{organische fractie (H}_2\text{O}_2\text{)}}{\text{fractie } < 2 \mu} .$$

De Ocr-waarden schommelen tussen 0,02 en 0,17 met een gemiddelde van 0,08 . In het Scheldebekken bedraagt deze waarde 0,24 . Men gaat er bij deze berekening van uit dat organisch materiaal zich hoofdzakelijk in de kleifractie bevindt. Daar de kleifractie echter goed gecorreleerd is met de fijne siltfractie, mogen we stellen dat organisch materiaal hoofdzakelijk in de fijne fracties zit.

Zeewater is over het algemeen oververzadigd met zuurstof zodat verbranding van organische stoffen hier sneller en beter gaat.

Waarden voor de Ocr-parameter die boven het gemiddelde liggen werden gevonden vóór de Schelde, ten W van de monding in 1186. Verder in zee, waar de bodem minder aan herwerking door golven onderhevig is, worden ook hogere waarden aangetroffen : 6 , 1173 en 1941.

Besluit

Er bestaat een goede overeenkomst tussen het suspensiemateriaal uit de Z.O-zone en het daar aangetroffen slib wat het kleigehalte in de fractie $< 62 \mu$ betreft. Voor het eerste bedraagt dit $\pm 32 \%$, voor het tweede $\pm 35 \%$.

Op basis van de parameters Scr en Scmr bestaat er een gelijkennis tussen de fijne sedimenten uit de Schelde [Gullentops (1972)] en slib dat langs de oostkust vanaf de Scheldemonding gevonden wordt.

De zone waar slib wordt gevonden is tevens een zone met relatief hoge turbiditeit. Deze hogere suspensiegehalten veroorzaken blijkbaar een verhoging van het planktonbestand, zodat aan een steeds min of meer verse toevloed moet gedacht worden.

3.4.3.- De hydrodynamische voorwaarden voor de Belgische kust

Op basis van de gegevens van de *Stroomatlas* van het Ministerie van Openbare Werken, werd voor elk station van de Atlas de vectoriële som van de stromingen gemaakt voor springtij en doottij : figuren 36 en 37.

Materiaal dat in suspensie blijft, moet noodzakelijk vervoerd worden in de richting van deze resultanten. Bij springtij zijn deze resultanten N tot NO-gericht voor de westkust, W tot ZW gericht voor de oostkust. Tussen Zeebrugge en Oostende ontmoeten dus deze reststromen mekaar [zie ook Bastin (1964)], waar uitvoer naar zee plaatsgrijpt. Tijdens springtij wordt dus suspensiemateriaal aangevoerd vanaf de Scheldemonding en vanaf de westkust naar bovengenoemde ontmoetingsplaats. Uit de gegevens van de *Stroomatlas* blijkt tevens dat de watersnelheden het langst laag blijven wanneer de snelheidsvector naar zee is gericht. Dit betekent een moeilijke uitvoer naar zee toe.

De situatie tijdens doottijden is *grosso modo* gelijk aan deze hier-voor beschreven. Alleen schijnt er minder kans te zijn op vervoer van suspensiemateriaal (dat in suspensie blijft) vanuit de Scheldemonding naar het ZW toe.

Fijnkorrelig materiaal wordt echter niet uitsluitend en voortdurend in suspensie vervoerd; het kan zich bij lage watersnelheden afzetten, om bij hogere snelheden terug geërodeerd te worden, wat maakt dat het gedurende een zekere tijd van de getijdencyclus, niet deelneemt aan de algemene waterbeweging. Hun bewegingsrichting kan dan ook verschillend zijn van bovengenoemde resultanten. Voorwaarde hiertoe is echter dat na afzetting het sediment de kans krijgt enigszins te compacteren om niet bij de eerste stroomsnelheidsverhoging terug geërodeerd te worden.

Volgens Terwindt en Breusers (1972) zou een zandig (37 %) , slibhoudend sediment in functie van de tijd na de afzetting aan erosie kunnen weerstaan zoals weergegeven in fig. 38. Daar we in navolging van voornoemde auteurs de kritische sedimentatiesnelheid (V_{100}) op ± 20 cm/s

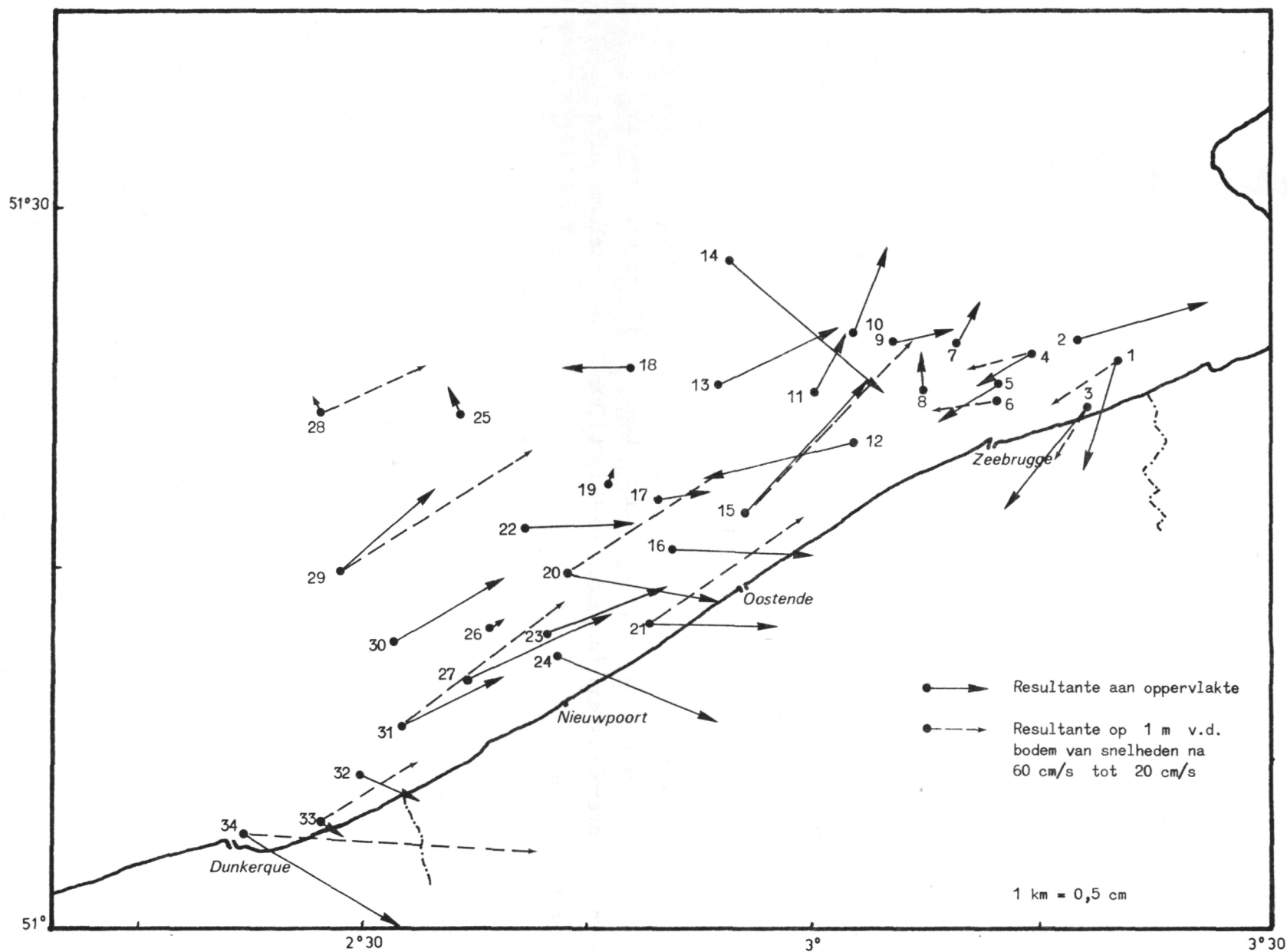


fig. 36.

Resultanten van de getijdestromingen over een getijdencyclus bij springtij (Stroomatlas)

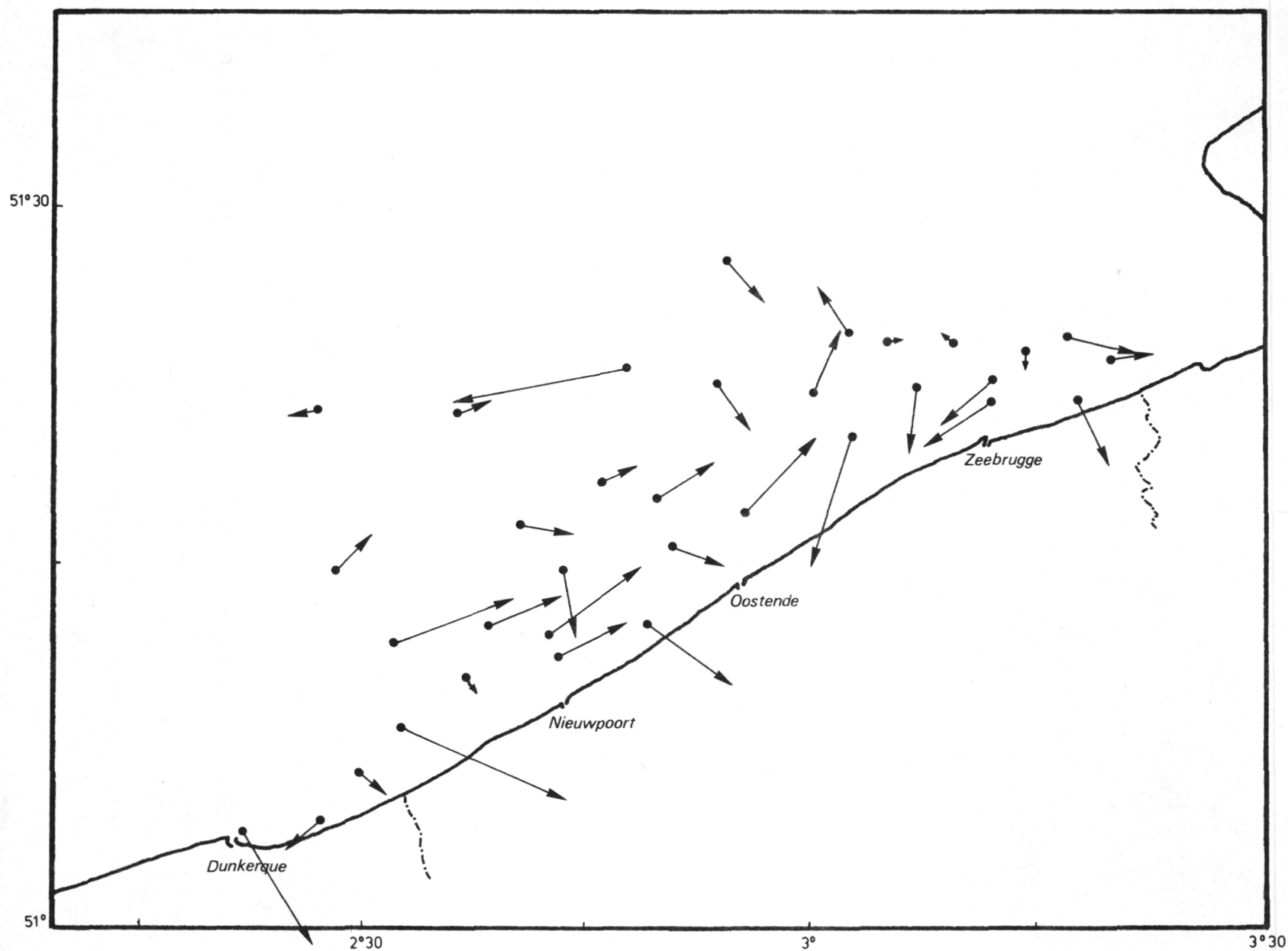


fig. 37.

Resultanten van de getijde stromingen over een getijdecyclus bij doottij (Stroomatlas)

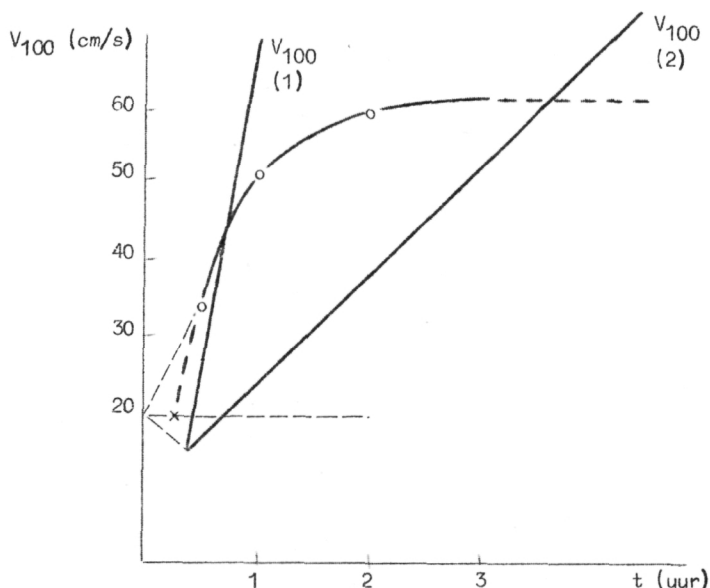


fig. 38.

Kritische erosiesnelheid in functie van de compactietijd volgens Terwindt en Breusers (1972) van een slibmonster met 37 % zand.

stellen, nemen we als minimale kritische erosiesnelheid ook 20 cm/s als V_{100} , daar er logischerwijze geen sedimentatie kan zijn wanneer er reeds erosie is.

Er kunnen zich nu volgende gevallen voordoen wat het verloop van de snelheid op 1 m van de bodem (V_{100}) betreft.

1) V_{100} stijgt, na beneden 20 cm/s gedaald te zijn, sneller dan de curve uit fig. 38. Dit betekent dat het gesedimenteerde slib niet de kans krijgt te compacteren en dat onmiddellijk de erosie kan aanvangen.

2) V_{100} stijgt minder snel dan de erosiecurve : compactie wordt mogelijk; de latere erosiesnelheid V_{100} zal ongeveer 60 cm/s bedragen bij benadering. V_{100} snijdt de erosiecurve : het snijpunt geeft dan de erosiesnelheid V_{100} .

Op basis van de *Stroomatlas*-gegevens, en aan de hand van de formule van Van Veen (1936) werden zowel voor springals voor doottij minimum en maximumsnelheden op 1 m van de bodem berekend.

De vergelijking is

$$V = a \sqrt[5]{h}$$

met a is de snelheid op 1 m van de bodem, h is de totale waterdiepte, V is de snelheid aan de oppervlakte; a werd in de figuren 39 tot 42 genoteerd als V_{100}^{\max} en V_{100}^{\min} . De twee mogelijkheden werden nagegaan voor alle stations van de *Stroomatlas*, waar $V_{100}^{\min} < 20$ cm/s.

Voor springtij deed zich voor de meeste punten geval 2 voor. Voor de enkele punten waar zich situatie 1 voordeed was de begin-erosiesnelheid respectievelijk in cm/s : ± 55 , ± 52 , ± 60 voor de punten 1, 3 en 4; punten 6, 10, 33 en 34 zou onmiddellijke erosie optreden van de pas afgezette toplaag. Hieruit besluiten we dat 60 cm/s als er erosiesnelheid V_{100} een aanvaardbare waarde is, zo de samenstelling van het sediment *in situ* overeenkomt met deze in de studie van Terwindt. Hierover hebben we geen uitsluitel, doch geoordeeld volgens onze korrelgrootte-analyses menen we deze hypothese te mogen aannemen wanneer we een gemiddelde toestand trachten te benaderen.

Zodoende werd voor de punten uit de *Stroomatlas* waar $V_{100}^{\min} < 20$ cm/s en $V_{100}^{\max} > 60$ cm/s en die in hoger beschreven geval 2 kunnen ondergebracht worden, de resultante van V_{100} berekend met weglating van de snelheidsvectoren 20 cm/s $< V_{100} < 60$ cm/s. Het resultaat is weergegeven in fig. 36. In deze punten geeft de gestipte pijl dus de transportrichting aan van sediment dat kon bezinken en na compactie weer geërodeerd werd. Deze richting valt *grosso modo* samen met de eerst berekende resultante, en brengt voor het Scheur nog duidelijker de ZW-transportrichting van slib naar voor. Voor de punten waar onmiddellijke erosie na afzetting plaatsvindt, ligt de transportrichting tussen deze van de algemene resultante en deze van de "gestipte" resultante.

Bij onderzoek van de situatie bij doortij stellen we vast dat op punt 3 na, waar de kritische erosiesnelheid $V_{100} \pm 58$ cm/s bedraagt, zich steeds situatie 2 voordoet. Dit betekent dat in punten waar $V_{100}^{\min} < 20$ cm/s, zich sedimentatie zal voordoen. Daar de V_{100}^{\max} , buiten punt 3 nooit boven 60 cm/s uitkomt, achten we herhaalde sedimentatie zonder erosie tijdens doortijcycli, zeer waarschijnlijk.

Het vervoer van de suspensiefractie gebeurt hier dus volkomen in de richting van de algemene resultanten van figuren 36 en 37.

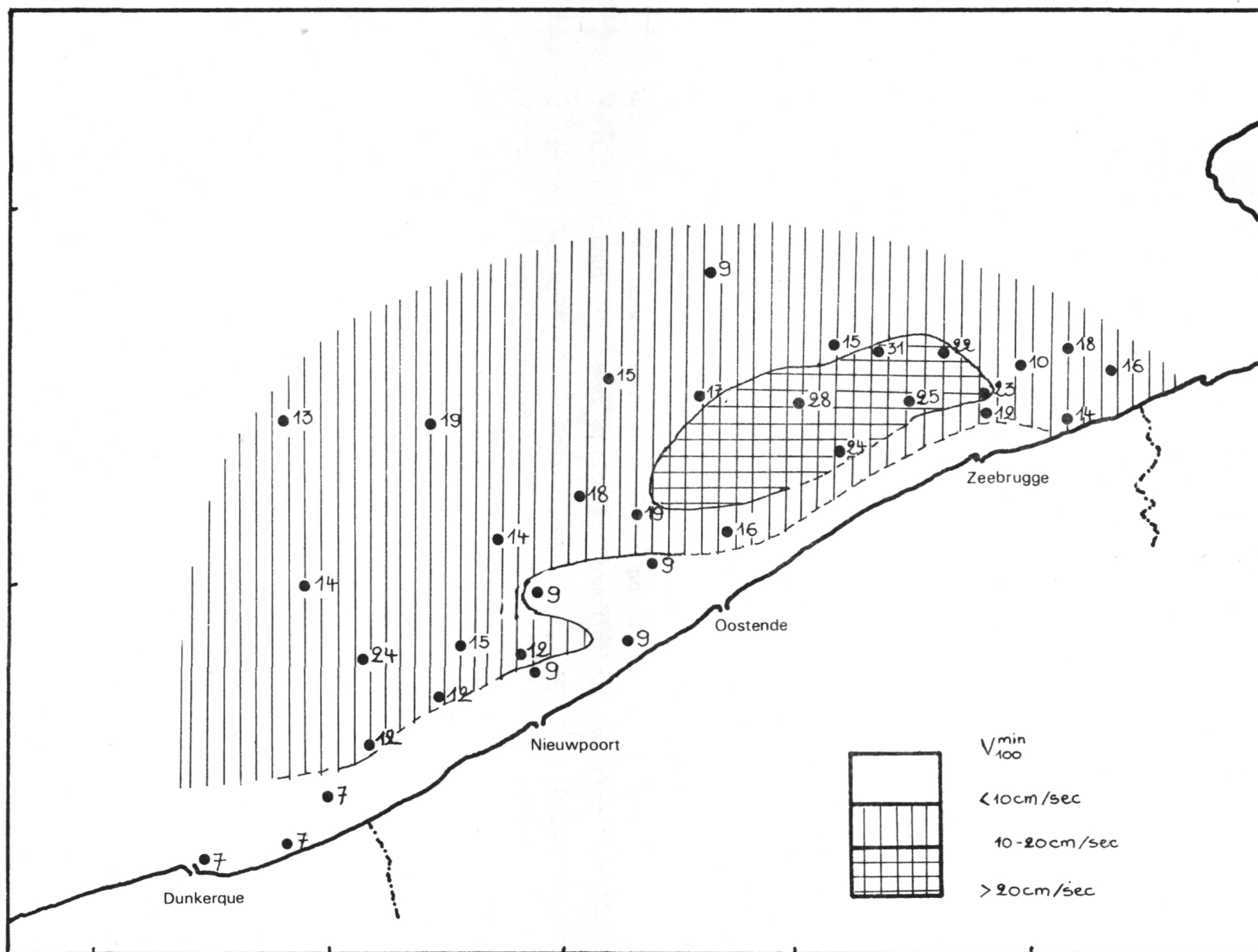


fig. 39.

Verdeling van de V_{100}^{min} bij springtij (minimumsnelheid op 1 m van de bodem)

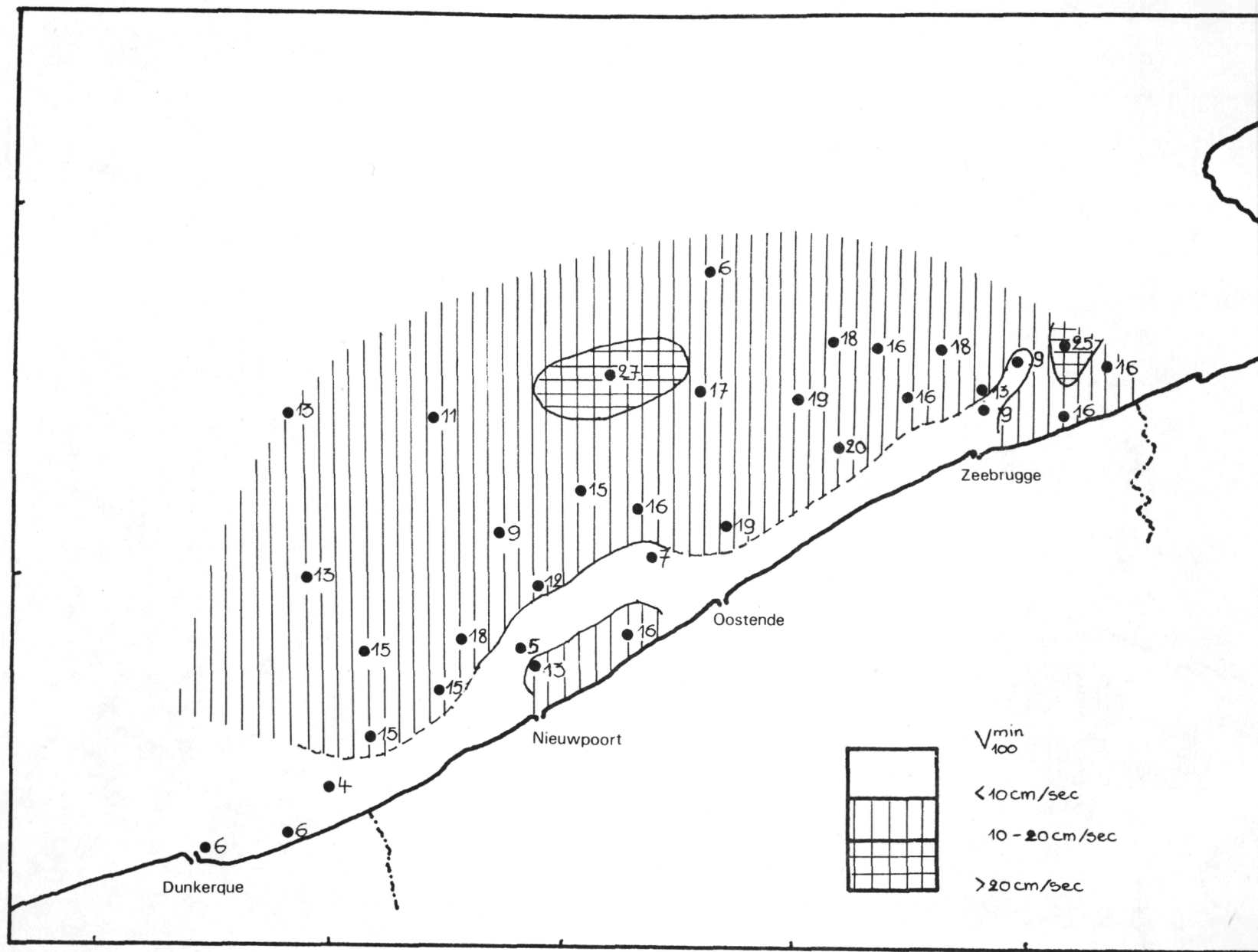


fig. 40.

Verdeling van de $V_{min_{100}}$ bij doortij (minimumsnelheid op 1 m van de bodem)

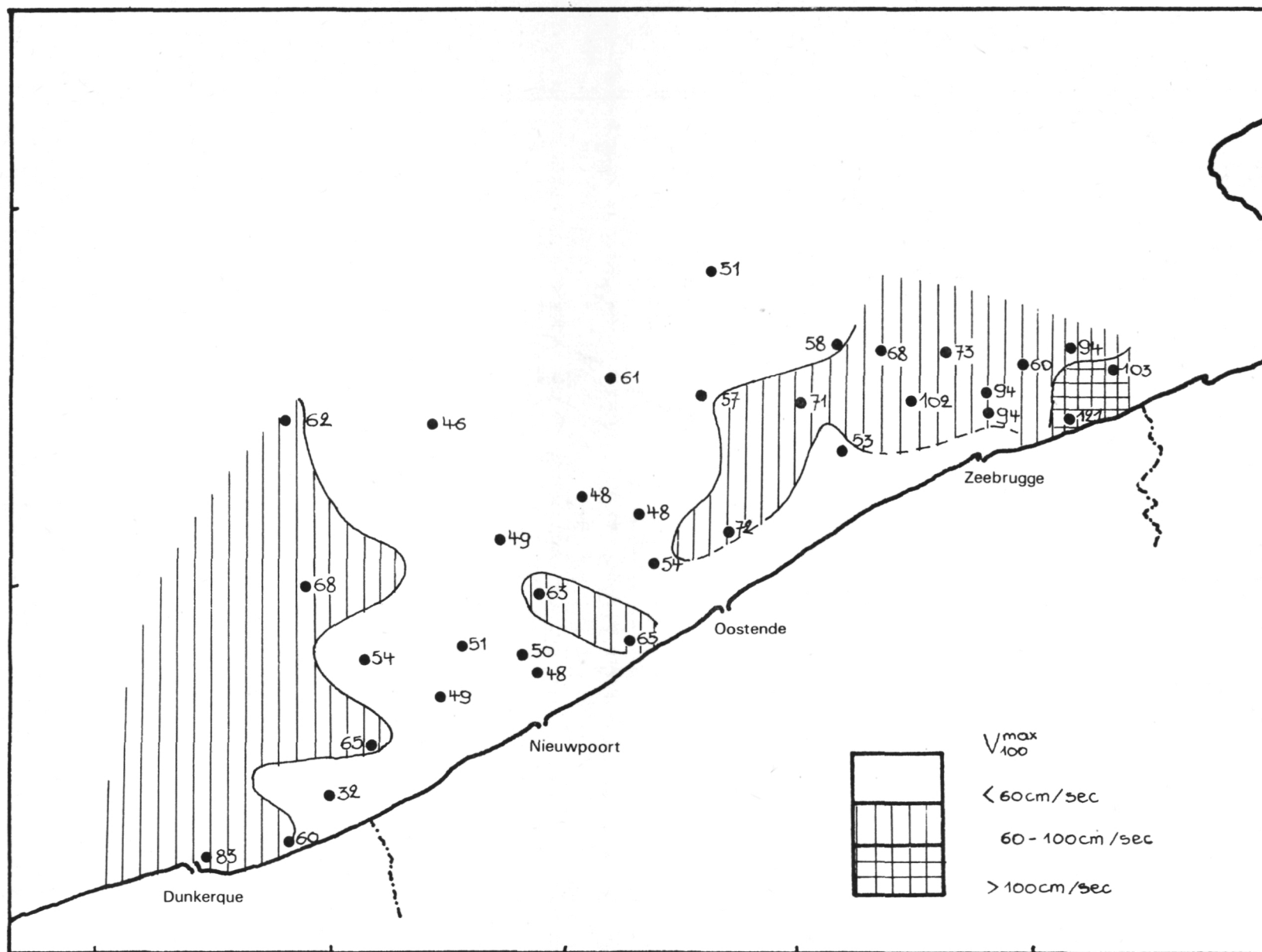


fig. 41.

Verdeling van de V_{100}^{\max} bij springtij (maximumsnelheid op 1 m van de bodem)

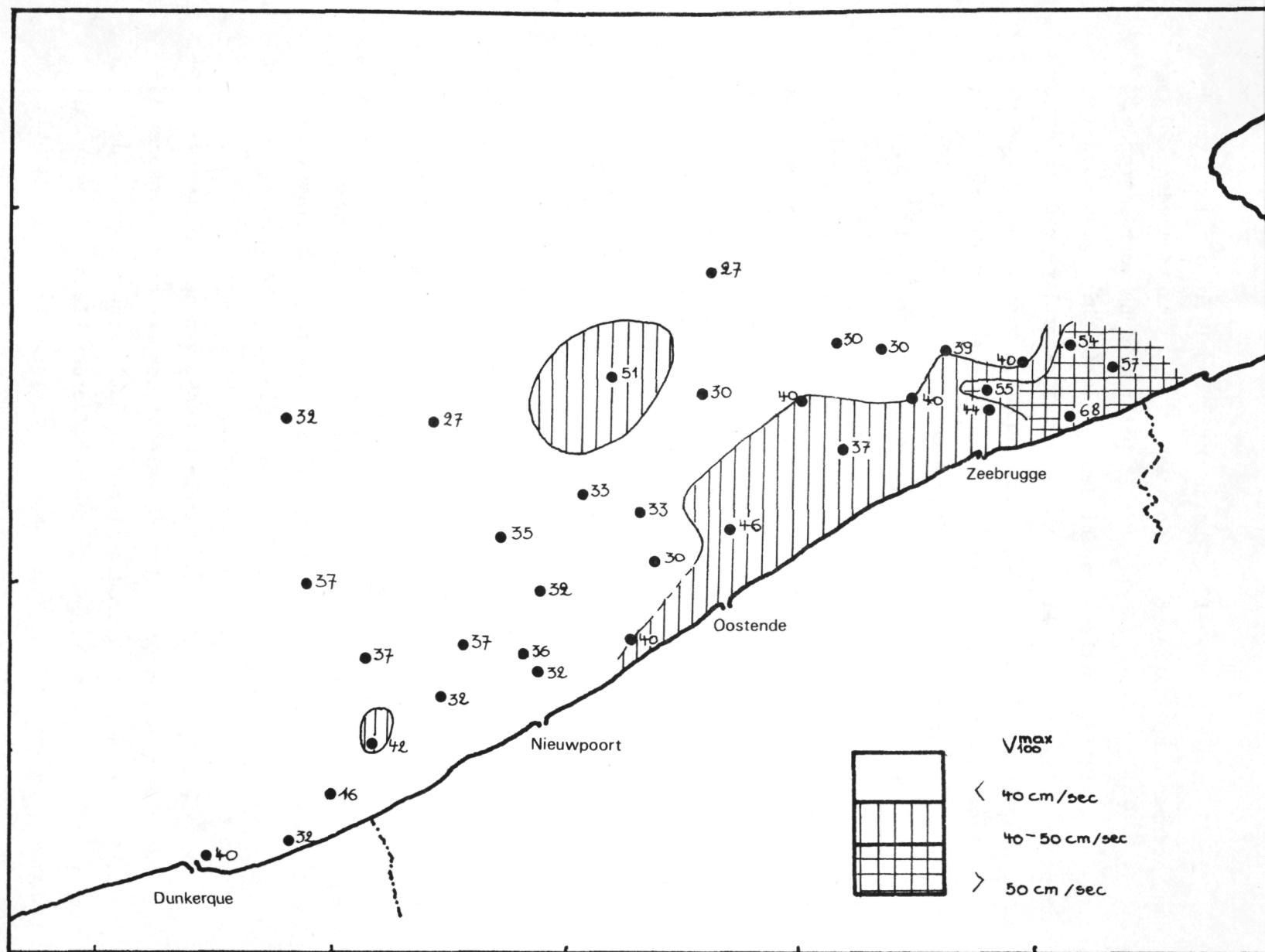


fig. 42.

Verdeling van de V_{100}^{max} bij doortij (maximumsnelheid op 1 m van de bodem)

Fig. 39 geeft de verdeling van de minimumsnelheid op 1 m van de bodem, gedurende springtij. Een zone waar de V_{100}^{\min} niet beneden 20 cm/s daalt ligt voor Zeebrugge en strekt zich uit tot bijna voor Oostende. Volgens de gestelde hypothese zou tijdens springtij hier geen massale sedimentatie plaatshebben. Er worden echter fijnkorrelige sedimenten gevonden. Deze kunnen afgezet zijn tijdens doottij, wanneer de V_{100}^{\min} in dit areaal wel tot beneden 20 cm/s daalt. Ook kan de kritische sedimentatiesnelheid hier hoger zijn, daar hoge suspensiegehalten, zelfs op plaatsen waar het hydrodynamisch gezien weinig waarschijnlijk is, sedimentatie kunnen veroorzaken [McCave (1970)]. Op de figuren 39 en 40 tekent zich dus langs de kust vanaf de westkust tot Zeebrugge, een zone af waar sedimentatie wegens de extra lage V_{100}^{\min} bij voorkeur zal plaatsgrijpen. Ons inziens bestaat er een overeenkomst tussen de slibverdeling en deze verdeling van V_{100}^{\min} , daar binnen deze laatste zone de hoogste gehalten aan suspensiemateriaal in het bodemsediment aangetroffen worden.

Figuren 41 en 42 geven de verdeling van de V_{100}^{\max} bij spring- en doottij. Hoge snelheden doen zich, zowel bij spring- als bij doottij voor tegenover de oostkust. Deze verdeling van de snelheden maakt op zichzelf reeds duidelijk dat er transport moet gebeuren van voor de Scheldemonding en van de westkust naar de middenkust, daar het sediment dat periodisch afgezet wordt, door het effect van *scour lag* en *settling lag* [Postma (1976)], in een areaal terechtkomt waar erosie niet meer mogelijk is door stroming. Zulk een stabiele zone wordt dus gevormd door de zone waar V_{100}^{\max} niet boven 50 cm/s uitkomt, en materiaal komend van voor de Franse kust moet in deze zone tot bezinking komen. Fijnere fracties, die voortdurend in suspensie vervoerd worden, kunnen deze zone overschrijden om meer naar het NO te bezinken.

Er werd in deze studie abstractie gemaakt van de effecten van golfwerking en verstoring van het normale stroompatroon door stormactiviteit. Waar in normale hydrodynamische situaties onzes inziens de ontsnappingsmogelijkheden naar de zee toe, eerder klein zijn voor fijne sedimenten, kan dit wel zo zijn wanneer een stormperiode stroomsnelheden en richtingen tijdelijk wijzigt.

3.4.4.- Besluit

Op basis van de hydrodynamische gegevens, de resultaten van het onderzoek op de actieve suspensie en van het bodemslib, kunnen nu een aantal besluiten geformuleerd worden wat betreft herkomst, vervoer, transportrichting en gedrag van fijnkorrelige sedimenten voor de Belgische kust.

Het suspensiemateriaal dat in relatief hoge concentraties boven de slibzone gevonden wordt, heeft deze zone opgebouwd. Voor de herkomst van dit materiaal kunnen twee bronnen in aanmerking genomen worden; enerzijds de westkust (IJzer, Franse kust, Kanaal), anderzijds de Westerschelde.

Wat aanvoer uit het ZW langs de kust betreft, deze moet aangenomen worden op basis van hydrodynamische argumenten : de reststromingen enerzijds, de afname van de maximale stromingen naar de middenkust toe, anderzijds. Het is echter waarschijnlijk dat materiaal van deze herkomst voor de westkust tot rust komt, tussen Nieuwpoort en Oostende.

Op sedimentologische argumenten en hydrodynamische aanwijzingen, moet transport van vóór de Westerscheldemonding naar het ZW, mogelijk tot vóór Oostende aangenomen worden. Het slib dat zich ten O van Oostende bevindt, moet in hoofdzaak afkomstig zijn van de Schelde.

We achten het waarschijnlijk dat in normale hydrodynamische omstandigheden, het transport der fijne sedimenten zich het meest massaal zal voordoen rond springtij. Dit betekent echter nog niet dat even massale uitvoer naar de open zee plaatsheeft, daar de resultanten van fig. 36 en 37, ter hoogte van de plaats waar uitvoer dan mogelijk is, ofwel klein zijn, ofwel eerder wijzen op een terugkeer van de watermassa.

Dit verklaart meteen waarom fijne sedimenten gevonden worden [zie ook de sedimentenkaart van Bastin (1964)] tussen Oostende en Zeebrugge, in een zone waar bij springtij vrij hoge snelheden voorkomen (fig. 41) : wegens de gereduceerde ontsnappingsmogelijkheid moet oplopen van het suspensiegehalte zich voordoen, gevolgd door sedimentatie.

3.5.- Bibliografie

- BASTIN, A., (1964). Het gebruik van tracers voor sedimentologisch onderzoek, *Ingenieursblad*, 33, (8), 416-428.
- BERTHOIS, L., GHATELIN, P. et MARCOU (1953). Influence de la salinité et de la température sur la vitesse de sédimentation dans les eaux de l'estuaire de la Loire, *C.R. Hebd. Acad. Sci.*, 237, 465-467.
- BERTHOIS, L. et PACHECO, J., (1968). Essais sur les vitesses de dépôt des sédiments, *Bull. B.R.G.M.* (2), IV, 101-109.
- DRAPER, L., (1966). Wave activity at the sea bed around north-western Europe, *Marine Geol.*, 5, 133-140.
- FAVEJEE, (1960). On the origin of the mud deposits, in *Das Ems-estuarium (Nordsee)*. Ein sedimentologisches Symposium, Ph. H. Keunen Verhand. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Genootsch., *Geol. Ser.*, XIX, 1-300.
- GIBBS, R.J., MATTHEWS, M.D. and LINK, D.A., (1971). The relationship between sphere size and settling velocity, *Journ. Sed. Petr.*, 41, 7-18.
- GROOT, A.J. de -, (1964). Origin and transport of mud (fraction < 16 microns) in coastal waters from the Western Scheldt to the Danish frontier, in *Deltaic and shallow marine deposits*, Elsevier, Amsterdam, 93-100.
- GRIM, R.E., (1953). *Clay Mineralogy*, McGraw-Hill, New York.
- GULLENTOPS, F., (1972). Recente sedimenten van het Scheldebekken. Voor- dracht Belg. Ver. Geol. te Borgerhout, ongepubl.
- HOUBOLT, J.J.H.C., (1968). Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geol. Mijnb.*, 47, 245-273.
- JERLOV, N.G., (1963). Optical Oceanography, *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 1, 89-114, Harold Barnes Ed.
- KUKAL, Z., (1971). *Geology of recent sediments*, Academic Press, London.
- McCAYE, I.N., (1970). Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents, *Journ. Geophys. Res.*, 75, 4151-4159.
- McCAYE, I.N., (1971). Wave effectiveness at the sea bed and its relation- ship to bed-forms and deposition of mud, *Journ. Sed. Petr.*, 41, 89-96.
- MIGNIOT, C., (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédi- ments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodyna- miques, *La Houille Blanche*, 23, 595-620.

- PARTHENIADES, E., (1965). Erosion and deposition of cohesive soils, Journ. Hydr. Div., Proc. A.S.C.E., 105-139.
- POSTMA, H., (1967). Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, in *Estuaries*, G.H. Lauff, Ed., Am. Ass. Adv. Sci., Publ. n° 83, Washington D.C.
- RIVIERE, A., VERNHET, S., (1951). Sur la sédimentation des minéraux argileux en milieu marin en présence de matières humiques, *C.R. Hebd. Acad. Sci.*, 233, 807-808.
- STRIDE, A.H., (1963). Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 119, 175-199.
- SVERDRUP, H.U., JOHNSON, M.W. and FLEMING, R.H., (1946). *The Oceans, their physics, chemistry and general biology*, Prentice-Hall, New York.
- TERWINDT, J.H.J., (1967). Mud transport in the Dutch delta area and along the adjacent coastline, *Neth. Journ. Sea Res.*, 3, 505-531.
- TERWINDT, J.H.J., BREUSERS, N.H.C. and SVASEK, J.N., (1968). Experimental investigation on the erosion-sensitivity of a sand-clay lamination, *Sedimentology*, 11, 105-114.
- TERWINDT, J.H.J. and BREUSERS, N.H.C., (1972). Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding, *Sedimentology*, 19, 35-98.
- VAN ANDEL, T. and POSTMA, H., (1954). Recent sediments of the Gulf of Paria, Rep. Orinoco Shelf Exp., Vol. I, *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet.*, Afd. Natuurk., Eerste reeks, XX, Nr 5.
- VAN CAUWENBERGHE, C., (1971). *Stroomatlas Vlaamse banken Noordzee*, Minist. Openb. Werken, Dienst der Kust, Hydrografie, Oostende.
- VAN STRAATEN, L.M.J.V., (1954). Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands, *Leidse Geol. Med.*, XIX, 1-110.
- VAN VEEN, J., (1936). *Onderzoekingen in de hoofden in verband met de gesteldheid van de Nederlandse kust*, Algem. Landsdruk, 's Gravenhage.
- VERGER, F., (1968). *Marais et wadden du littoral français*, Biscaye Frères, Bordeaux.

4.- Algemeen besluit

De studie van de sedimenten liet toe de bodemsamenstelling van de zuidelijke Noordzee te verklaren in functie van de getijdestromingen. Korrelgrootte, grint-en schelpgehalte zijn evenredig met de stromings-snelheid, die uiteindelijk eveneens het bodemreliëf verklaart. De aanwezigheid van slibvelden integendeel bleek te correleren met de stroom-mondingen, waarbij de invloed van de Schelde bijzonder belangrijk werd.

De studie der molluskenfauna bracht een opmerkelijke variatie van de fauna naar dieper water en naar het Noorden aan het licht. Ze leerde vooral hoe de aanwezigheid van stabiele biotopen tussen de zuidelijke zandbanken een gunstige invloed had op de verscheidenheid en de hoeveelheid van de mollusken, in tegenstelling met de monotone beweeglijke zandbodem meer noordelijk. De suspensierijke riviermonden hebben een duidelijk negatieve invloed vooral vóór de Belgische Oostkust.

Een deelonderzoek aangaande de mineralogische samenstelling van de zandfractie kan een duidelijke invloed tonen van Schelde-hinterland op de sedimenten vóór de Belgische kust terwijl ten Noorden veel meer noordelijk een alpien materiaal aanwezig is.

Het belang van het uitzonderlijke slibveld vóór onze kust wettigde speciale aandacht hieraan. Er kon aangetoond worden dat niet alleen het suspensiegehalte hier verschillende malen hoger is dan elders, maar dat zijn samenstelling in klei, silt en organische stoffen specifiek is. Dezelfde eigenheid werd teruggevonden in het bodemslib en een grote verwantschap met Schelde-slib kon aangetoond worden. De bezinkings- en erosiesnelheden werden onderzocht en een hydrodynamische mogelijkheid voorgesteld, om een afzetting in een gelokaliseerd slibveld te verklaren. Geofysisch onderzoek en boringen zijn echter nodig om verder de dikte, de ouderdom en de evolutie van deze afzettingen te bepalen.

Wij zijn echter overtuigd dat dit verschijnsel historisch is toegenomen en dient gecorreleerd te worden met de verslijking van onze rivieren. Toename van puinafvoer enerzijds en verdwijnen van sedimentatie mogelijkheid in de alluviale vlakten van de rivieren verklaart een voortdurende toename van de uitvoer naar zee. Vermits weinig kans bestaat dat gunstig zou ingegrepen kunnen worden in het stromingspatroon voor

onze kust om de slibsedimentatie te beletten, dient de grootste aandacht besteed aan een vermindering van de puinafvoer van onze rivieren.

Chapitre II

Propriétés physico-chimiques des sédiments et des suspensions de la mer du Nord

par

R. WOLLAST

1.- Introduction

Bon nombre de propriétés physico-chimiques des sédiments de la mer du Nord ont déjà été décrites dans les chapitres précédents de ce volume.

Nous nous attacherons plus particulièrement dans ce chapitre à la discussion de quelques paramètres simples, caractérisant certaines propriétés physico-chimiques importantes des sédiments et des suspensions.

On montrera en effet que la mesure de la teneur en matière organique ou de la perte au feu à 550 °C , permet :

- i) de caractériser géographiquement les suspensions et les sédiments et de mettre en évidence certaines zones préférentielles d'accumulation de matériel particulaire;
- ii) de caractériser les propriétés d'adsorption de la plupart des métaux lourds sur la matière particulaire et leur accumulation dans les sédiments.

2.- Distribution de la matière organique et des métaux lourds dans les sédiments de la mer du Nord

Une centaine d'échantillons de sédiments prélevés en surface à l'aide d'une benne Van Veen, ont été analysés de manière détaillée, pour évaluer les concentrations en matières organiques et en métaux lourds.

Les matières organiques ont été dosées par oxydation au bichromate à chaud et les métaux lourds ont été analysés par adsorption atomique de flamme (Mn et Fe) ou au four de graphite (Ca , Zn , Pb).

D'autre part, nous avons procédé à des mesures de pertes au feu à 550 °C sur le réseau des 1000 points, afin de caractériser l'ensemble des sédiments prélevés.

Cette perte au feu correspond à l'oxydation de la matière organique et à la déshydration des minéraux hydratés classiques (argiles, hydroxydes de fer et de manganèse, etc.) que l'on rencontre dans les vases. La figure 1 montre que la corrélation entre cette mesure et la teneur en matières organiques (coefficient de régression linéaire : 0,96) est excellente, et cette mesure simple et rapide peut donc être utilisée utilement pour définir les zones d'accumulation des vases riches en matières organiques et en constituants argileux.

La carte ainsi obtenue est représentée dans la figure 2. Elle correspond bien avec les distributions des sédiments, basées sur la granulométrie et la matière oxydée par H_2O_2 , présentées dans les chapitres précédents.

Les zones d'accumulation des vases se situent essentiellement dans la région du gyre décrite de manière plus détaillée dans le volume 1, ainsi que dans une bande étroite située immédiatement au voisinage de l'estuaire du Rhin.

La distribution des métaux lourds dans les régions vaseuses est décrite par les cartes des figures 3 à 7. Pour tous les éléments envisagés, on note une accumulation préférentielle des métaux lourds dans les régions vaseuses, avec des maxima prononcés dans la zone d'influence de l'Escaut et du Rhin. Ce type d'accumulation est très classique et correspond aux nombreuses observations effectuées dans les zones côtières.

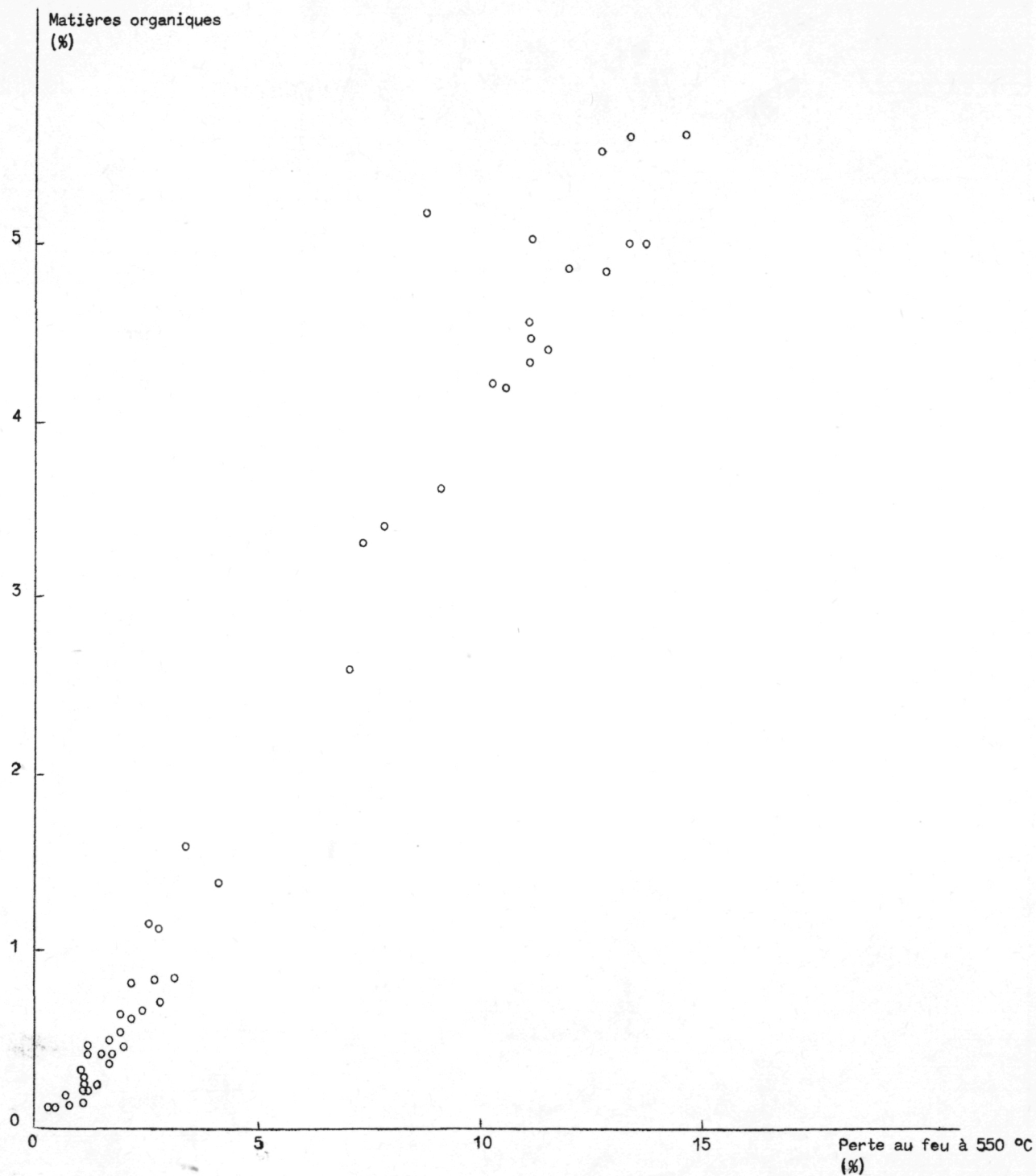


fig. 1.

Relation entre le pourcentage de matières organiques (dosées par oxydation au bichromate)
et la perte au feu à 550 °C, dans les sédiments de la mer du Nord

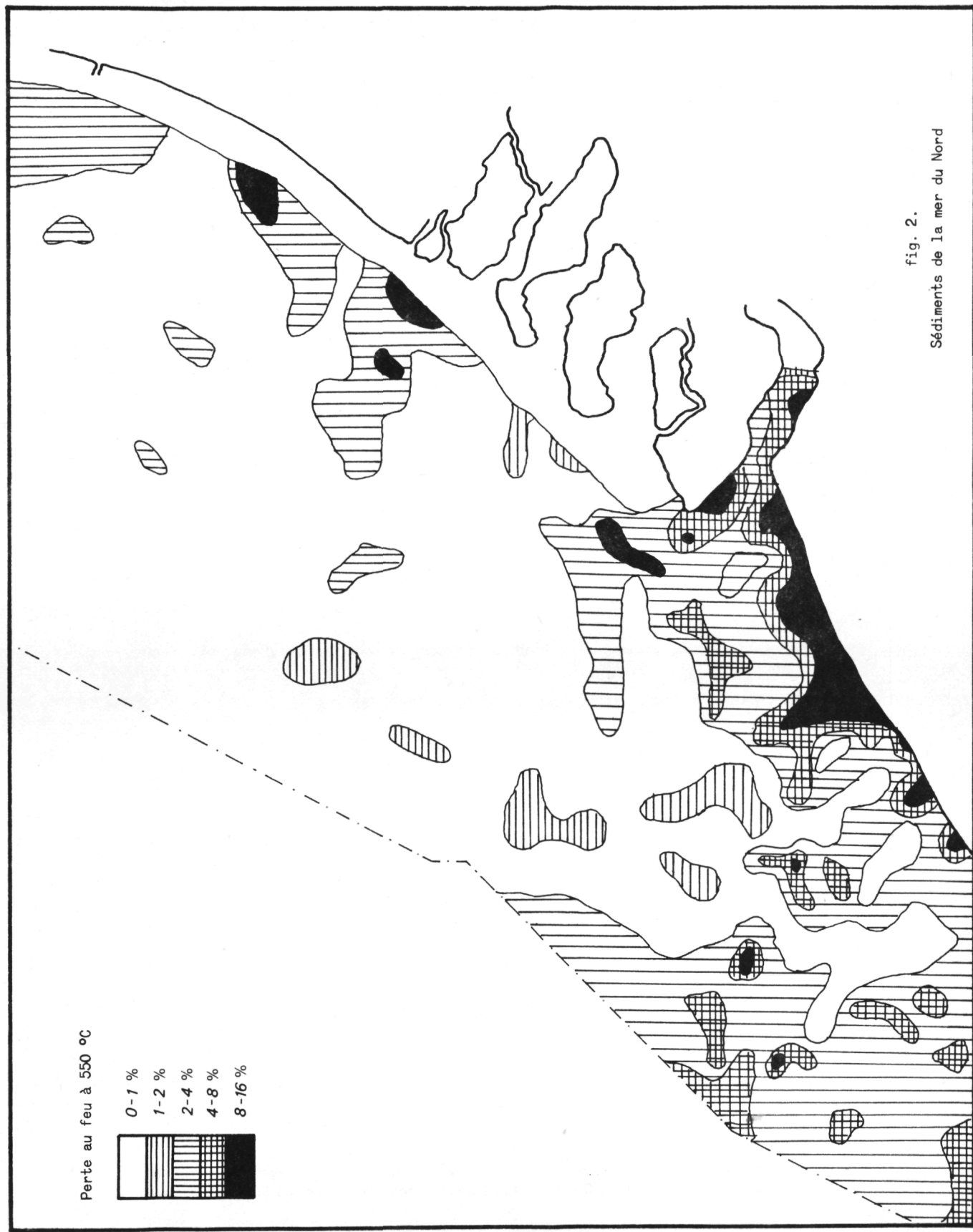
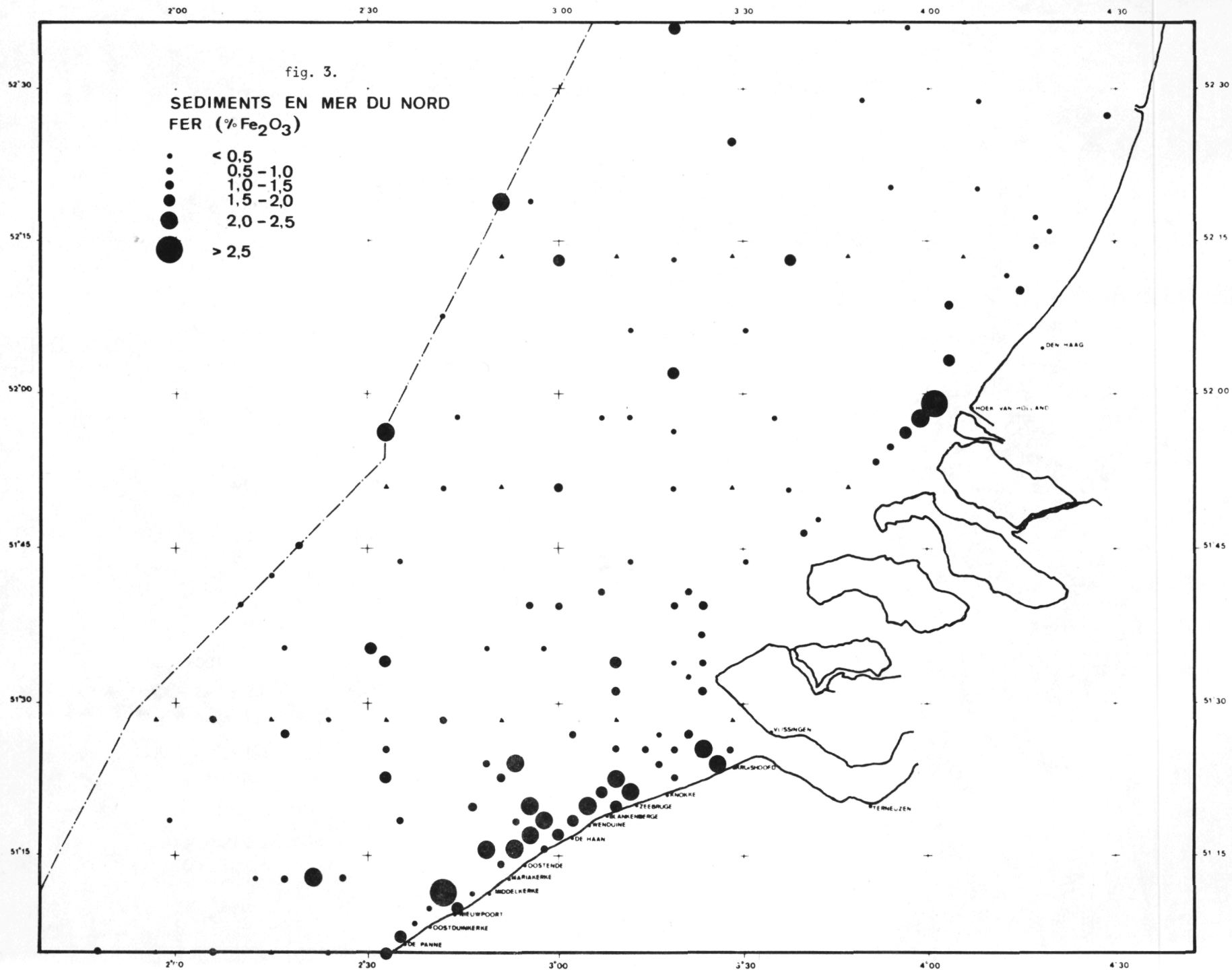
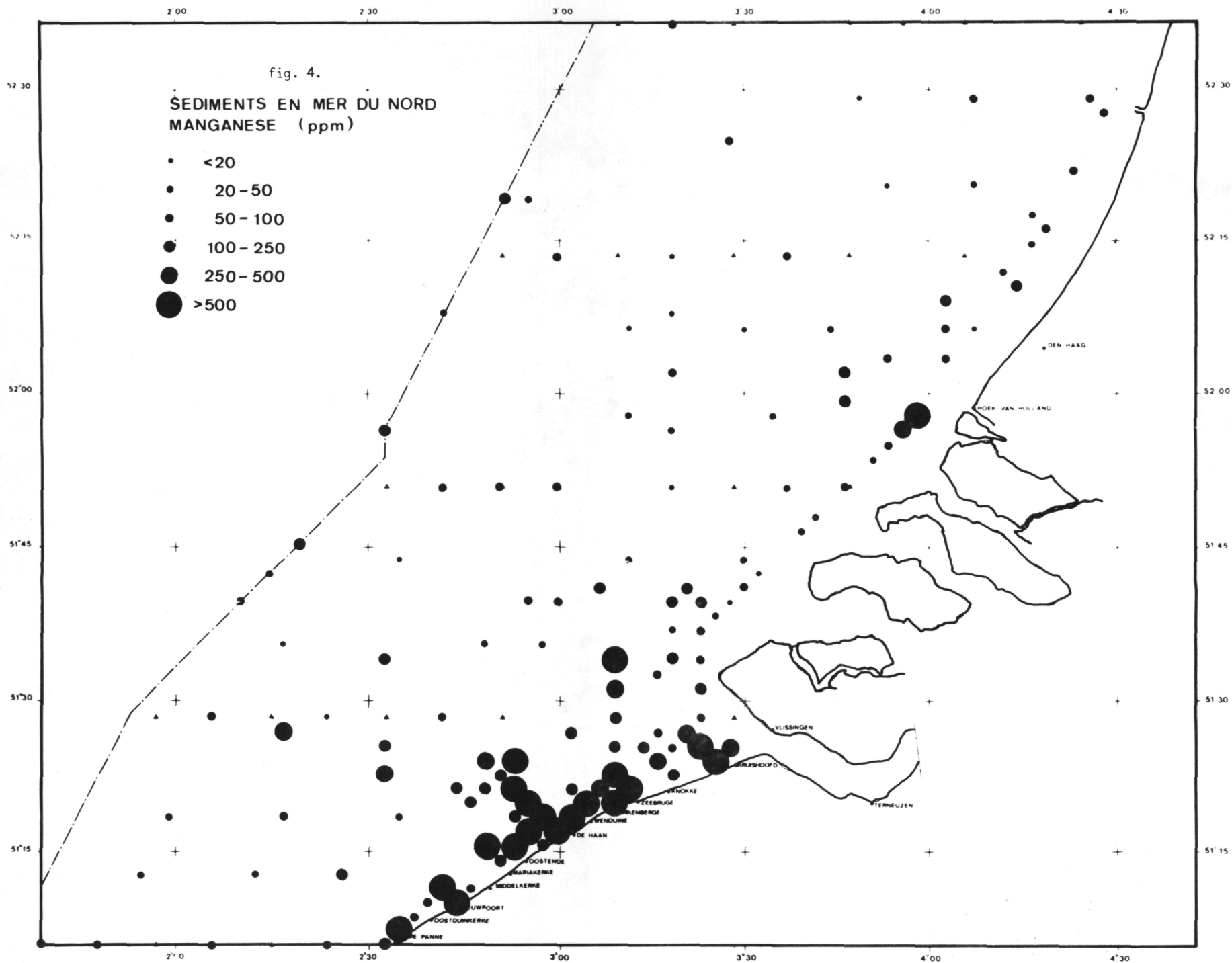
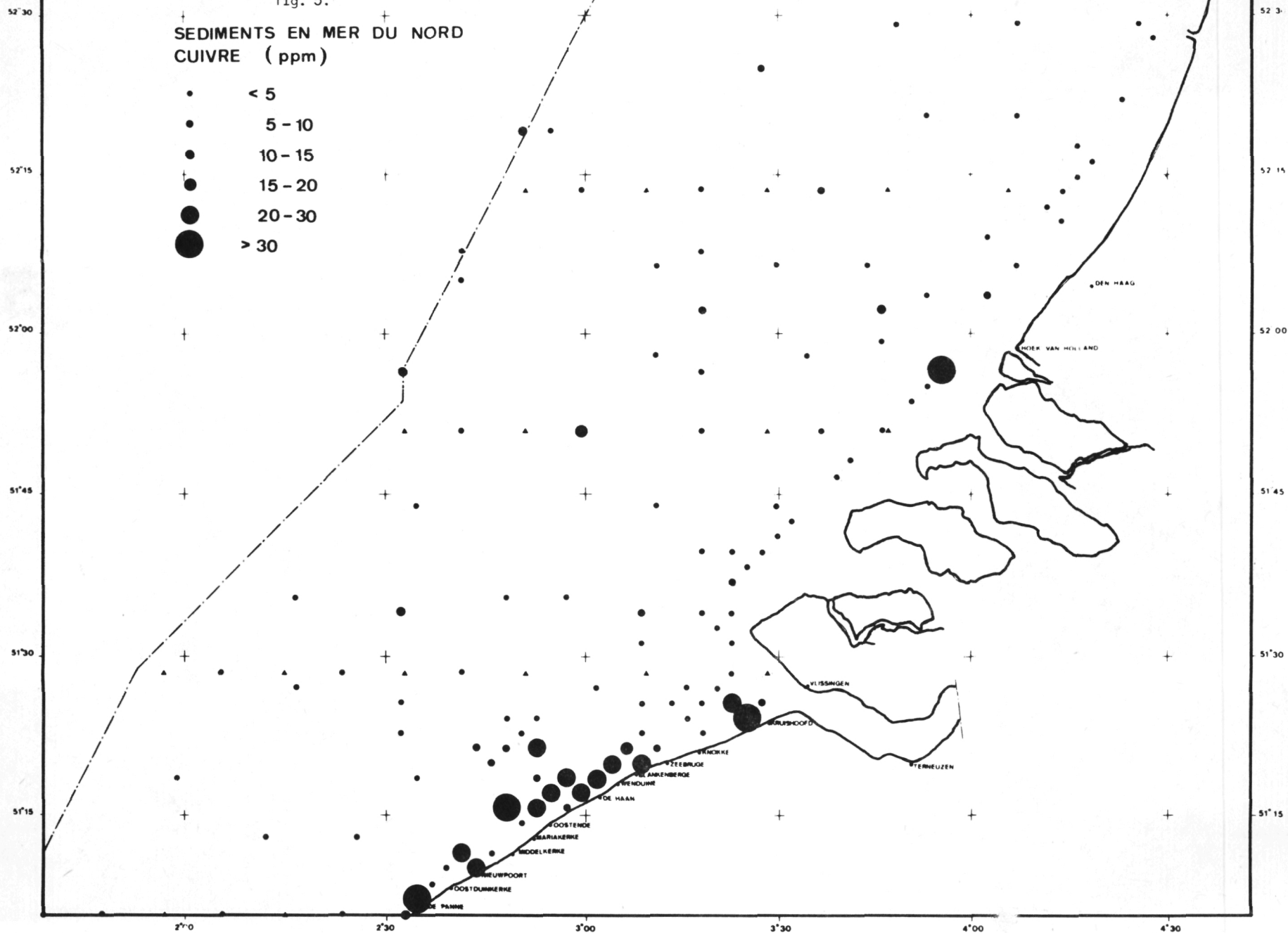


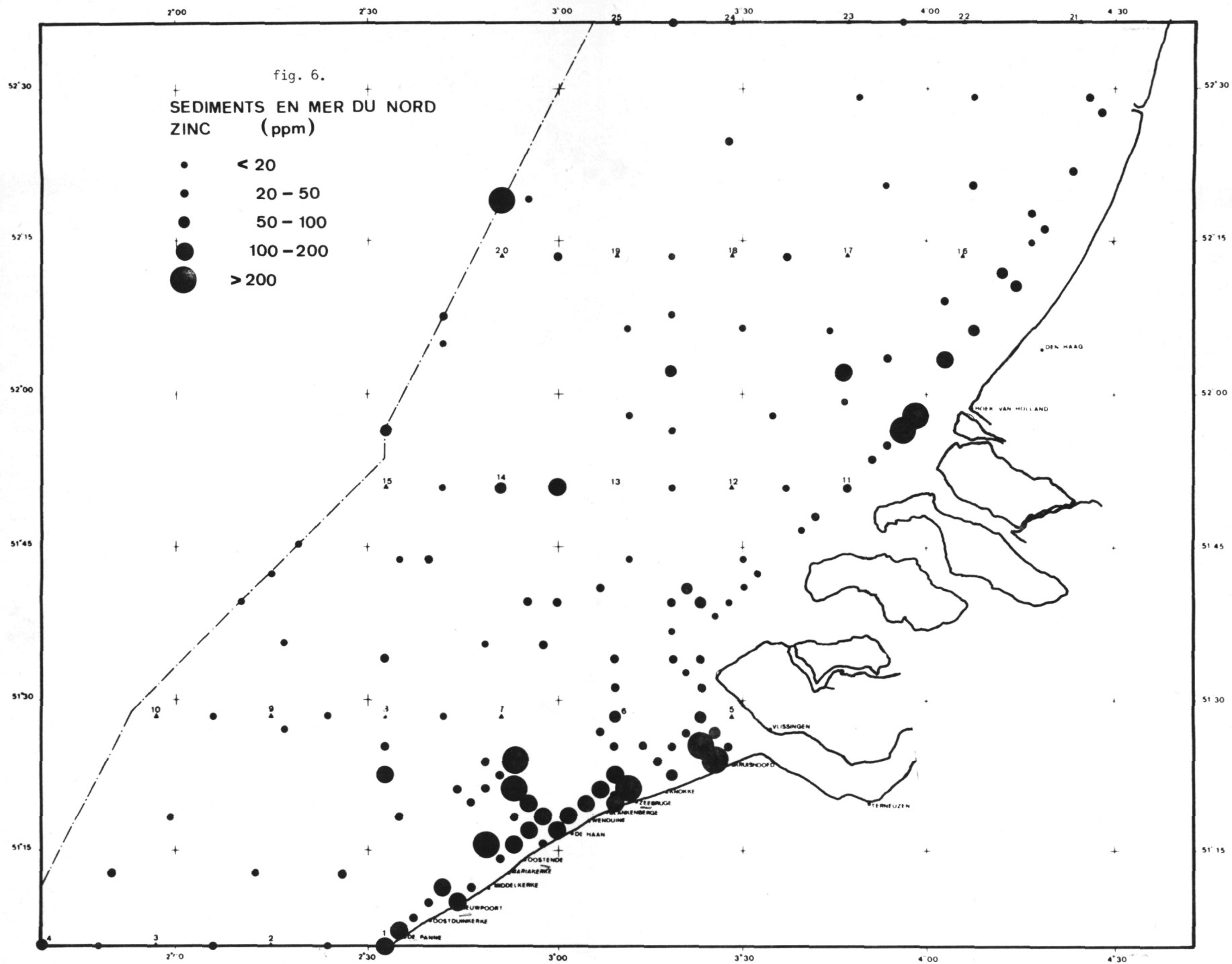
fig. 2.
Sédiments de la mer du Nord

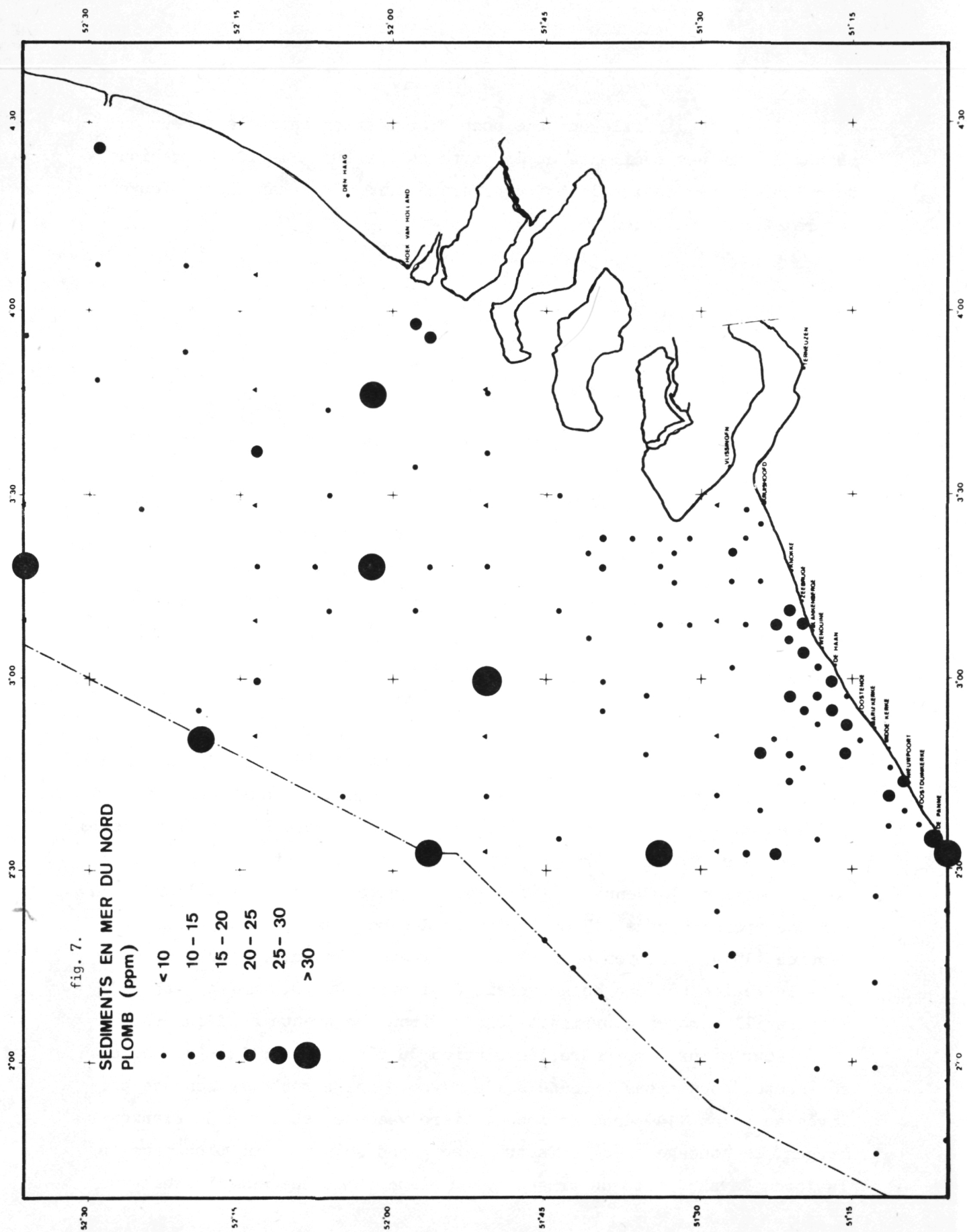




SEDIMENTS EN MER DU NORD
CUIVRE (ppm)







Il existe généralement une bonne corrélation entre la teneur en métaux lourds des sédiments et la perte au feu ou la matière organique. Un calcul de régression linéaire effectué sur 75 échantillons fournit les relations suivantes :

$$\text{ppm Zn} = 20,0 + 37 x_0 \quad r = 0,96$$

$$\text{ppm Mn} = 88 + 114 x_0 \quad r = 0,88$$

$$\text{ppm Cu} = 7,35 + 3,54 x_0 \quad r = 0,71$$

$$\text{ppm Pb} = 6,95 + 2,70 x_0 \quad r = 0,69$$

où x_0 représente la teneur massique en matières organiques exprimée en % .

Il faut toutefois attirer l'attention sur le cas particulier du plomb qui, contrairement aux autres éléments, présente des maxima de concentration au large, dispersés dans l'ensemble du réseau. Cette particularité peut s'expliquer soit par un comportement propre à cet élément, soit par une source différente des autres éléments. Nous reviendrons ultérieurement sur le problème du plomb.

Si l'on observe des valeurs plus élevées des concentrations en métaux lourds et en matières organiques dans les zones vaseuses soumises à l'influence des estuaires, il faut toutefois remarquer que les teneurs moyennes sont relativement faibles, comparées aux analyses des matières en suspension et des sédiments que l'on récolte dans l'estuaire même (volume 10). On pourrait supposer que ce résultat est lié au mode de prélèvement; la benne utilisée fournit en effet un échantillon moyen sur une profondeur de 15 cm . D'après des mesures effectuées par Bertine (1974) au moyen de Pb 210, la vitesse d'accumulation des vases dans la région côtière belge serait de l'ordre de 0,5 cm/an , et l'échantillon moyen couvrirait donc environ une trentaine d'années.

Pour mieux comprendre l'évolution du dépôt des polluants dans ces sédiments, nous avons procédé à l'analyse d'une carotte de sondage prélevée au point 1149 dans la zone côtière vaseuse, au large de Blankenberg. Le sondage a été effectué avec grand soin par les plongeurs de la force Navale, afin de préserver au mieux la couche superficielle du

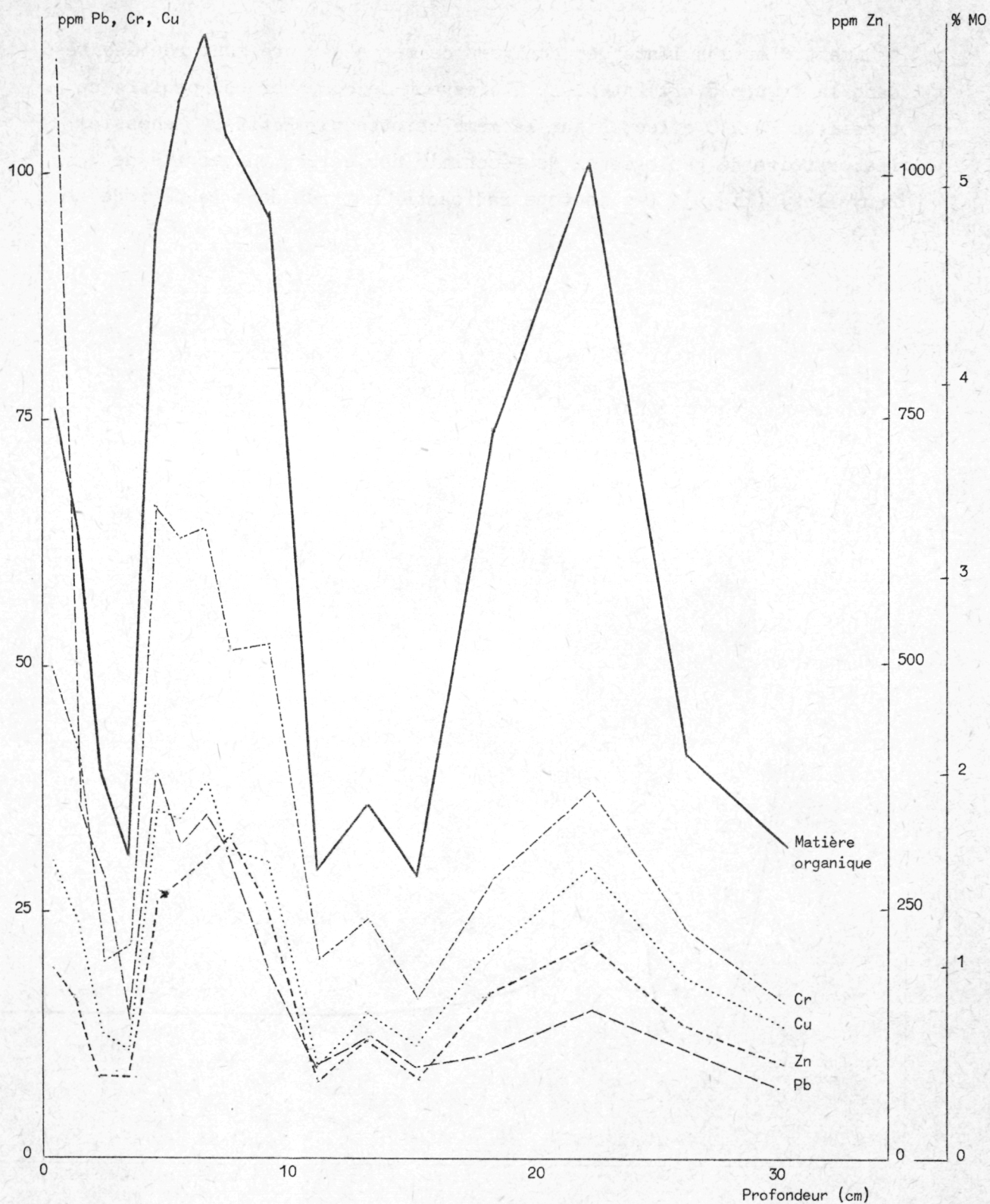


fig. 8.
Carotte au point M 1149

sédiment. Les résultats des analyses de cette carotte sont représentés dans la figure 8. Il est plus intéressant de comparer ces profils au profil de Pb 210 effectué sur la même carotte par Petit et Menessier (Laboratoire de géologie et de géochimie nucléaire, Université de Bruxelles) (fig.9). Cet isotope radioactif naturel dont la période de

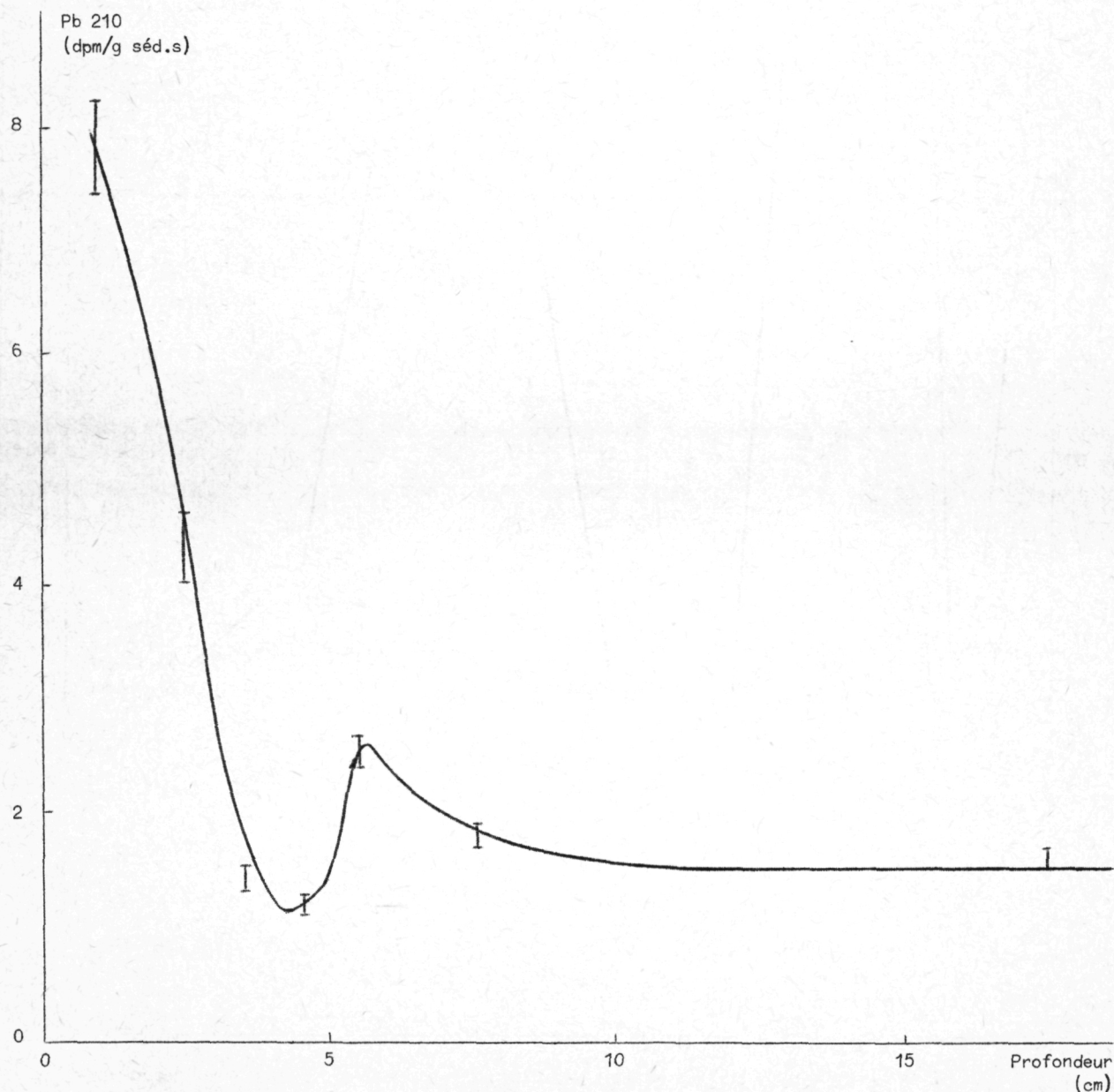


fig. 9.

Activité de Pb 210 en fonction de la profondeur (point M 1149 - juin 1975)

demi-vie est de l'ordre de 20 ans , se prête bien à des mesures de vitesse d'accumulation des sédiments dans les zones côtières; la décroissance exponentielle de son activité en fonction de la profondeur permet d'estimer la vitesse de sédimentation. On constate dans la figure 9 de sérieux écarts par rapport à cette décroissance. Elle peut être due principalement à deux causes :

- i) des variations importantes dans les vitesses de sédimentation au cours du temps;
- ii) des remaniements épisodiques des sédiments, lors de grandes tempêtes par exemple.

Il est à noter que l'on observe les mêmes anomalies pour les autres éléments dans la figure 8. A une profondeur comprise entre 3 et 5 cm , la quantité de matières organiques et de métaux lourds diminue fortement, indiquant la présence d'une couche nettement plus sableuse.

Il n'est pas possible de distinguer les causes de cette anomalie à partir de nos résultats. On peut toutefois supposer que le remaniement, lors de tempêtes exceptionnelles, est plus vraisemblable dans cette zone peu profonde (10 mètres) , car on voit mal quels seraient les facteurs récents qui pourraient être responsables d'une modification temporaire aussi intense des conditions de sédimentation. Si l'on accepte cette hypothèse et que l'on supprime la couche comprise entre 3 et 5 cm , on retrouve une décroissance exponentielle de l'activité de Pb 210 qui conduit par calcul à une vitesse de sédimentation de l'ordre de $0,02 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{an}$ ou $0,06 \text{ cm/an}$ en tenant compte de la porosité et de la densité du sédiment. Cette valeur est environ dix fois plus faible que celle estimée précédemment par Bertine (1974). D'autre part, si l'on extrapole l'activité de Pb 210 à l'interface eaux-sédiments, on trouve une activité en surface de $8,5 \text{ dpm/g}$ de sédiment. En multipliant ce chiffre par la vitesse d'accumulation des sédiments, on obtient une vitesse de dépôt de Pb 210 de $0,17 \text{ dpm/cm}^2 \cdot \text{an}$. D'après des mesures effectuées par Petit (1974) en deux points de référence situés en Belgique (Etangs de Mirwart et de Vielsalm), le flux

atmosphérique annuel de Pb 210 naturel vaut environ $0,65 \text{ dpm/cm}^2.\text{an}$ dans notre région.

En d'autres termes, ces mesures semblent indiquer qu'un quart seulement du flux de Pb 210 s'accumule au point considéré de la zone côtière, ce qui revient aussi à dire qu'un quart seulement des apports de matières en suspension y sédimente.

On peut toutefois suspecter que les profils verticaux de Pb 210 dans les sédiments sont perturbés par divers processus physiques, et aussi par des phénomènes de remobilisation et qu'ils ne permettent pas d'estimer correctement la vitesse de sédimentation. Les valeurs de Pb 210 dans les matières en suspension permettent cependant d'estimer la production ou l'apport moyens annuels de matières en suspension dans la colonne d'eau, puisque la concentration en Pb 210 résulte de la dilution du flux naturel de cet isotope par la matière en suspension. Sur un ensemble de sept mesures d'activité des matières en suspension effectuées dans la zone sud du réseau, Petit a trouvé une valeur relativement constante voisine de 5 dpm/g de solide, ce qui, compte tenu du flux naturel de Pb 210 égal à $0,65 \text{ dpm/cm}^2.\text{an}$, donne un apport de $0,13 \text{ g/cm}^2.\text{an}$ de solide. Si toute cette matière sédimente, on obtient une vitesse de dépôt moyenne de $0,45 \text{ cm/an}$, ce qui correspond bien aux estimations de Bertine (1974).

Les premières conclusions que l'on peut tirer de l'utilisation de Pb 210 sont intéressantes, puisqu'elles permettent d'apprécier les apports et la production de matières en suspension et un ordre de grandeur de la vitesse de sédimentation. Il faut toutefois remarquer que celle-ci est probablement variable et qu'un plus grand nombre de mesures s'impose.

Les profils verticaux de métaux lourds, représentés dans la fig. 8, présentent des fluctuations importantes qui sont en gros corrélées aux fluctuations de la matière organique. Une analyse de régression linéaire montre en effet que pour Zn, Cu et Co, les coefficients de corrélation pour ces métaux valent respectivement 0,96, 0,96 et 0,91. Il est moins significatif pour le manganèse (0,84) et médiocre

pour le plomb (0,36) . Les équations des droites de régression peuvent être représentées par :

$$\text{ppm Zn} = - 4,31 + 54,3 X_0$$

$$\text{ppm Cu} = 3,02 + 5,90 X_0$$

$$\text{ppm Co} = 3,01 + 10,2 X_0$$

$$\text{ppm Mn} = 271 + 107 X_0$$

où X_0 représente le titre massique en matières organiques (exprimé en %).

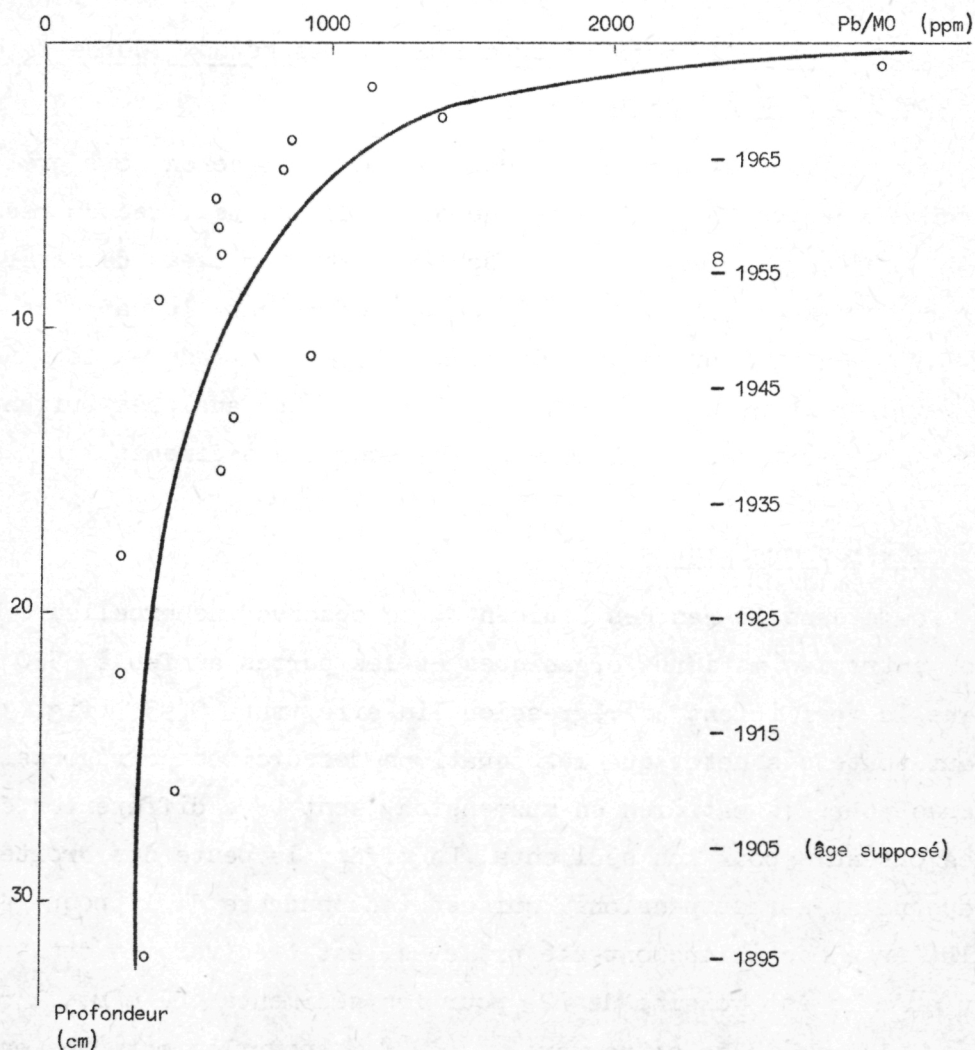


fig. 10.

Evolution du rapport Pb/matières organiques dans une carotte de sédiment vaseux

En ce qui concerne le plomb, on observe que si on élimine l'effet lié à la nature plus ou moins sableuse des couches sédimentaires en exprimant le rapport de la teneur en plomb par rapport à la matière organique (fig. 10), on observe une décroissance régulière de cet élément en fonction de la profondeur.

Le profil vertical montre donc des apports dans des proportions relativement constantes de matières organiques de Zn , Cu , Co et Mn dans la zone considérée, et un accroissement important de l'apport en Pb .

3.- Distribution de la matière organique et des métaux lourds dans les suspensions de la mer du Nord

Les matières en suspension des eaux de surface ont été prélevées par centrifugation en continu en une série de points fixes du réseau, pendant une durée moyenne de deux heures. Deux campagnes de mesures ont été effectuées : l'une au mois de septembre dans le cadre de l'action Jonsdap, l'autre au mois de mai 1974, couvrant au total septante-cinq prélèvements. Les échantillons ont été analysés suivant des techniques identiques à celles exposées pour les sédiments.

3.1.- Matières organiques

Comme dans le cas des sédiments, on observe une excellente corrélation entre les matières organiques et les pertes au feu à 550 °C , puisque le coefficient de régression linéaire vaut 0,95 (fig. 11). Il faut toutefois noter que les équations des droites de régression obtenues pour les matières en suspension, sont très différentes de celles obtenues pour les sédiments. En effet, la pente des droites correspondant aux suspensions, qui est indépendante de l'époque à laquelle les échantillons ont été prélevés, est très voisine de 1 , alors qu'elle est voisine de 2 pour les sédiments. De même, l'ordonnée à l'origine se situe vers 6 à 8 % pour les matières en

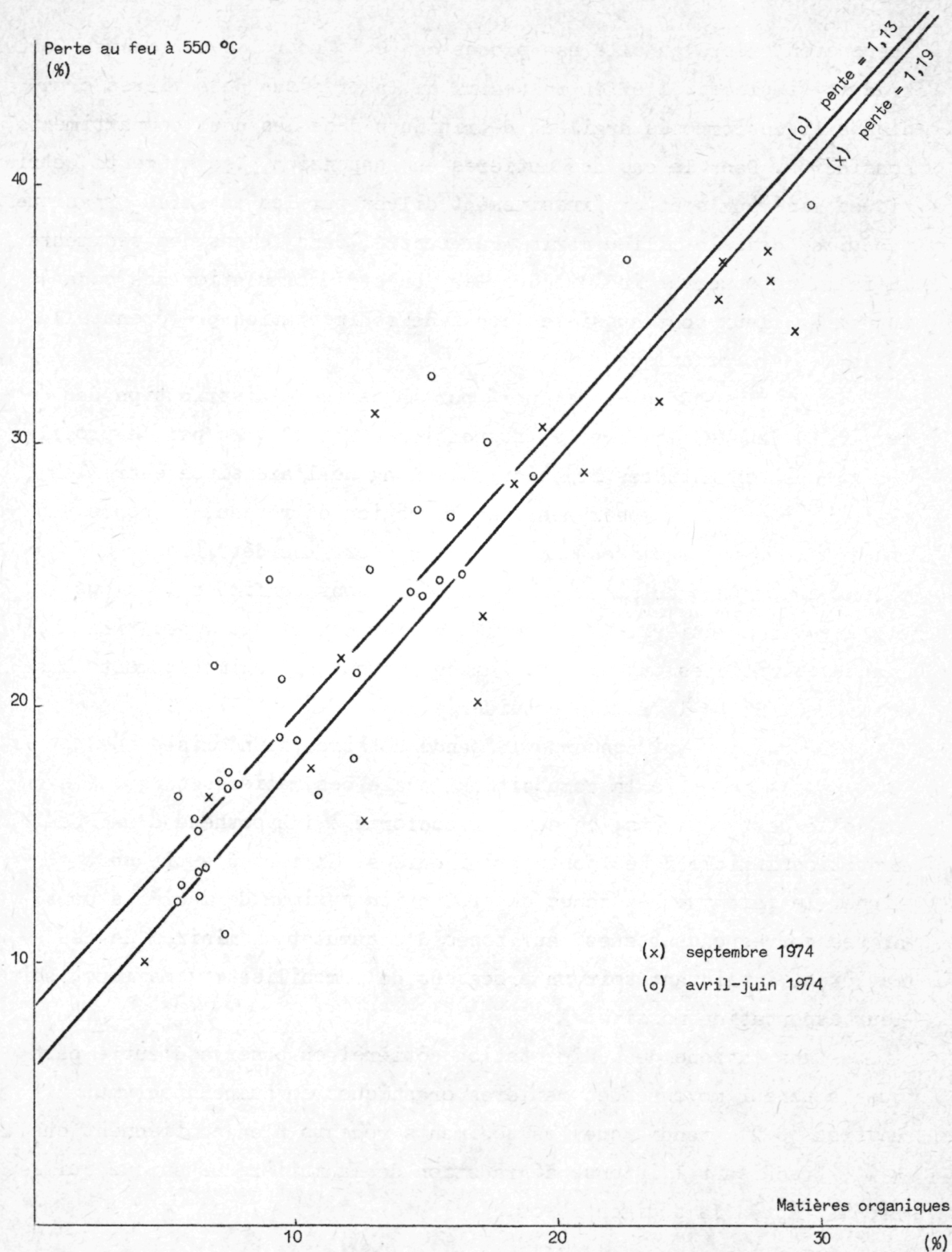


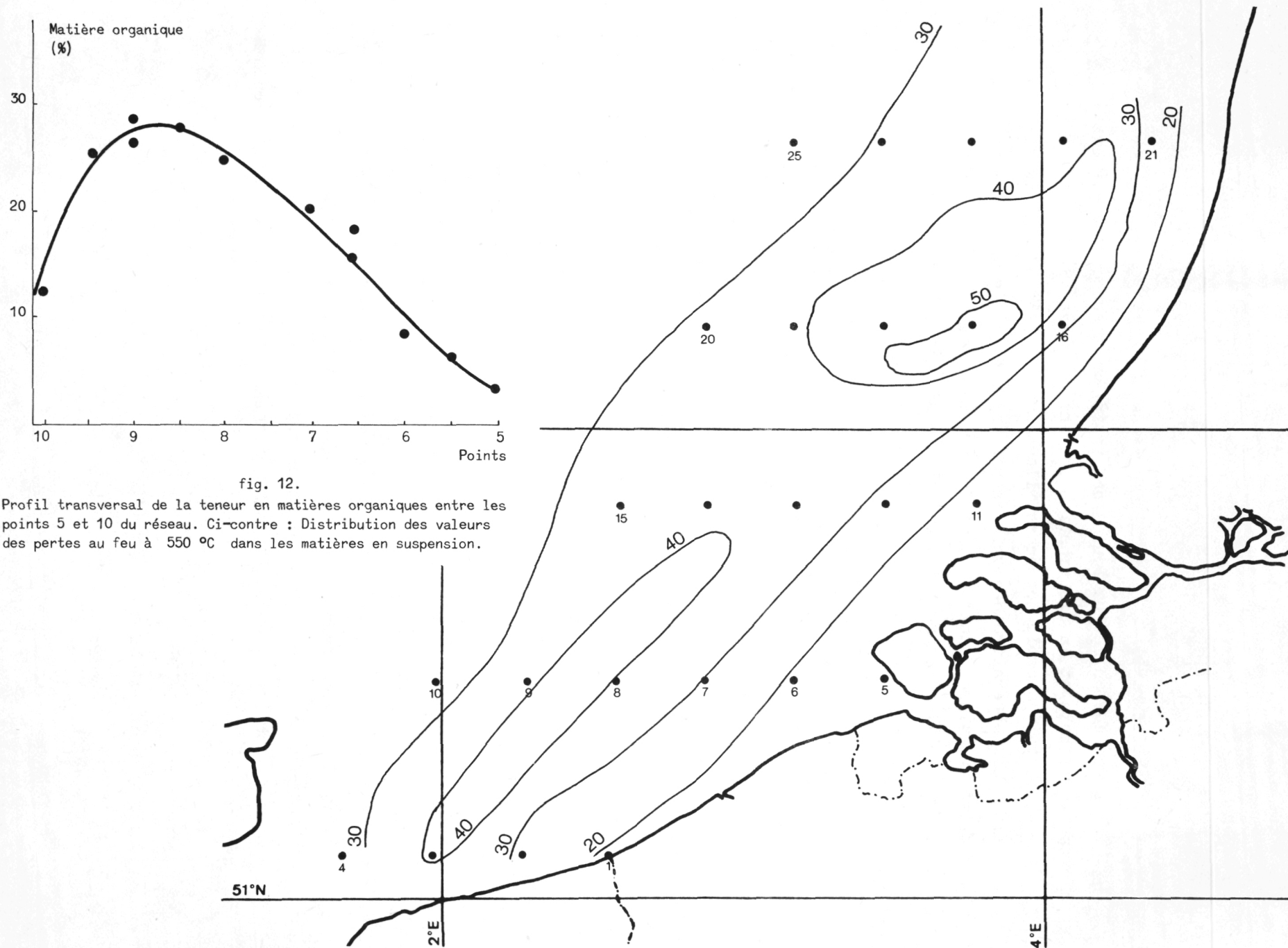
fig. 11.

suspension, alors qu'elle est proche de 0 % pour les sédiments. Ceci traduit simplement l'effet respectif de la présence de matières organiques et de composés argileux détritiques dans les deux compartiments considérés. Dans le cas des matières en suspension, les éléments détritiques minéraux sont progressivement dilués par les matières organiques produites dans le milieu marin. Par contre, dans le cas des sédiments, la relation observée indique que les zones d'accumulation des constituants argileux sont aussi les zones de sédimentation préférentielle de la matière organique.

Cet effet est bien démontré par la carte de distribution des pertes au feu des matières en suspension (fig. 12), et par le profil des teneurs en matières organiques le long de l'axe situé entre les points 5 et 10, observées dans la région du réseau, au cours du mois de mai. Les matières en suspension d'origine détritique et relativement pourvues en matières organiques, sont confinées dans une étroite bande côtière. Il se développe par contre des zones très riches en matières organiques, qui se situent approximativement dans l'axe central de la région considérée.

Sauf en ce qui concerne la bande côtière, il n'existe pas de correspondance entre la composition locale des matières en suspension et celle des sédiments, ce qui est conforme à l'hypothèse d'une sédimentation limitée à des zones privilégiées. Il faut d'autre part souligner le fait que les zones de production maximum de matières organiques correspondent aussi aux zones d'accumulation minimum de ces matières, impliquant soit un processus de remobilisation maximum, soit leur exportation massive.

Dans la zone de sédimentation côtière, on observe d'autre part que la teneur moyenne des matières organiques en suspension vaut environ 8 %, tandis que les sédiments récents n'en contiennent que 4 %, traduisant l'intense dégradation de la matière organique qui se produit après la sédimentation.



3.2.- Métaux lourds

La teneur en métaux lourds des matières en suspension est extrêmement variable et la distribution souvent complexe. Si l'on traite globalement l'ensemble des échantillons analysés, la matrice de corrélation fait apparaître des valeurs positives significatives entre la matière organique d'une part et Zn (0,70) , Cu (0,64) , Pb (0,44) et Fe (0,41) d'autre part. On note aussi une excellente corrélation Zn et Cu (0,82) , et une corrélation intéressante entre Pb et la teneur en carbonates (0,62) .

Sur le plan de la distribution des métaux lourds dans les suspensions, ces corrélations traduisent de manière générale un accroissement sensible de leur teneur dans les suspensions du large, où la matière organique particulière est relativement abondante. Toutefois, l'influence des estuaires (en particulier du Rhin) se marque par des valeurs locales parfois très élevées. Si on élimine de l'échantillonnage ces points directement sous l'influence des estuaires, on améliore très sensiblement les coefficients de corrélation entre la matière organique et Cu (0,85) d'une part, et Zn (0,81) d'autre part.

Enfin, si l'on se réfère plus particulièrement aux échantillons prélevés au courant du mois de mai, couvrant la période d'intense activité planctonique, le coefficient de corrélation entre la matière organique et Mn , qui était indifférent pour l'ensemble des échantillons, devient significativement négatif (- 0,63) . Cette anticorrélation est conforme à la nature minérale détritique qui prédomine dans le comportement biogéochimique du manganèse dans la zone étudiée.

Les droites de régression observées pour les métaux lourds en suspension obéissent aux équations suivantes (sur la base d'échantillons séchés à 110 °C) :

$$\text{ppm Zn} = 103 + 20,6 X_0$$

$$\text{ppm Cu} = - 34 + 18,2 X_0$$

$$\text{ppm Pb} = 5,9 + 28,4 X_0 .$$

Si l'on compare les coefficients angulaires des droites de régression des matières en suspension aux mêmes coefficients observés dans les sédiments, on constate qu'ils sont largement supérieurs pour le cuivre et le plomb, et inférieurs pour le zinc. Cette observation peut être attribuée en partie à la capacité d'absorption élevée de ces constituants par le plancton.

D'autre part, les teneurs en métaux lourds sont toujours très nettement plus élevées dans les matières en suspension que dans les sédiments.

Ceci s'explique facilement par le fait que les teneurs les plus élevées pour les suspensions sont observées au large dans une zone où leur sédimentation est extrêmement faible et on peut donc en conclure que les métaux lourds sont soit exportés sous forme de suspension, soit remobilisés lors de la dégradation de la matière organique dans la colonne d'eau.

Par contre, dans la zone côtière où les sédiments s'accumulent à l'heure actuelle, la contribution en éléments détritiques tend à diluer les métaux lourds. L'excellente corrélation que l'on obtient d'autre part entre des métaux tels que Zn , Cu et Co , et la matière organique dans la colonne sédimentaire, pourrait indiquer que ces métaux sont mobilisés lors de la dégradation de la matière organique qui se poursuit après sédimentation.

Références

- BERTINE, (1972). cité par McCABE, I.N., (1973). *Mud in the North Sea*, in *North Sea Science*, Goldberg, E.D. (ed.), MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- PETIT, D., (1974). Pb²¹⁰ et isotopes stables du plomb dans les sédiments lacustres, *Earth Planetary Science Letters*, 23, 199.

Chapitre III

Modèle thermomécanique des processus d'érosion des sédiments

par

G. LEBON

1.- Introduction

Dans ce travail, nous nous proposons de déterminer une expression du flux d'érosion des sédiments pélistiques du type vases, limons et boues. Lorsque la vitesse de frottement ou la tension de cisaillement correspondante s'exerçant sur le dépôt de sédiments dépasse un seuil critique, on observe effectivement une érosion des couches supérieures du dépôt.

La connaissance de ce flux d'érosion est particulièrement importante lors de la construction de ports, de la maintenance des estuaires et pour l'étude de la dispersion des polluants dans les fleuves et océans. En outre, cette recherche s'inscrit dans le cadre du programme national belge d'étude de la pollution de la mer du Nord. Ce programme s'articule sur un modèle mathématique [Nihoul (1975)] dont l'exploitation numérique implique, entre autres, la détermination du flux de matière aux frontières.

Après avoir formulé l'équation de conservation de la masse relative à la couche de sédiments (§2), on discute dans le §3 les conditions aux limites à l'interface entre les sédiments et le fluide. Cette analyse s'appuie sur les résultats expérimentaux établis par Migniot (1968). Dans le §4, on propose une expression pour la distribution de

la densité au sein de la couche de sédiments tandis que l'expression du flux de masse à l'interface est établie au §5. On est dès lors en mesure de déterminer le flux d'érosion en fonction de la tension de cisaillement provoquée par un écoulement turbulent (§6). Une solution approchée pour des sédiments à grains très fins en est donnée dans le §7. Enfin, dans le §8, on montre que les résultats obtenus sont en excellent accord avec les mesures expérimentales de Partheniades (1965).

2.- Conservation de la masse

Il est bien connu [Migniot (1968)] qu'un dépôt de sédiments cohésifs du type vase se comporte, pour des concentrations importantes, comme un matériau viscoplastique. A ce titre, il est caractérisé par une limite d'élasticité τ_y . Selon que la couche vaseuse est soumise à une tension inférieure ou supérieure à la valeur critique τ_y , elle se comporte comme un solide élastique ou comme un matériau plastique.

Supposons que la couche de sédiments viscoplastique repose sur un plan horizontal xy et soit érodée sous l'action d'une tension de cisaillement provoquée par l'écoulement turbulent. Admettons en outre que la couche vaseuse soit constituée de deux éléments non chargés, chimiquement inertes, par exemple de l'eau et de l'argile. Désignons par ρ^s la densité de l'argile, par t le temps et z la direction normale au plan xy , orientée dans le sens de l'accélération de la pesanteur g . Nous négligerons les effets de température.

Le flux de masse de particules solides ou plus simplement, flux de sédiments, J^s est défini par

$$(2.1) \quad J^s = \rho^s (v^s - w)$$

où v^s est la vitesse des particules solides et w la vitesse barycentrique. Pour la composante solide, l'équation de conservation de la masse s'écrit :

$$(2.2) \quad \frac{\partial \rho^s}{\partial t} = - \nabla \cdot (\rho^s v^s)$$

soit, compte tenu de (2.1) :

$$(2.3) \quad \frac{\partial \rho^s}{\partial t} = - \nabla \cdot J^s - \nabla \cdot (\rho^s w) .$$

Supposons en outre que les coefficients de diffusion D^s et de sédimentation S^s des particules solides soient constants au sein de la couche. La relation phénoménologique exprimant J^s en fonction du gradient de densité et de l'accélération de la pesanteur s'écrit alors :

$$(2.4) \quad J^s = - D^s \nabla \rho^s + S^s \rho^s g .$$

Par substitution de (2.4) dans (2.3) on est conduit au résultat

$$(2.5) \quad \frac{\partial \rho^s}{\partial t} = D^s \nabla^2 \rho^s - S^s g \cdot \nabla \rho^s - \nabla \cdot (\rho^s w) .$$

Si l'on excepte la pression hydrostatique, l'action exercée par le fluide se traduit par une tension de cisaillement exercée à la partie supérieure du dépôt de sédiments. Dès lors, les déformations plastiques apparaissant dans le milieu sont parallèles au plan xy . Il s'ensuit qu'il est raisonnable d'admettre que la composante verticale de la vitesse barycentrique est négligeable et que ses composantes horizontales dépendent uniquement de z et t . Dans ces conditions, (2.5) se réduit à :

$$(2.6) \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} - Sg \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

où par mesure de simplicité, on a omis l'indice supérieur s . La composante verticale du flux massique est d'après (2.4) donnée par

$$(2.7) \quad J_z = - D \frac{\partial \rho}{\partial z} + \sigma g$$

où on a introduit la vitesse de chute σ définie par

$$(2.8) \quad \sigma = Sg .$$

3.- Conditions à l'interface

Pour une grande variété de boues, on a trouvé expérimentalement [Migniot (1968)] que la limite d'élasticité τ_y est reliée à la densité solide ρ par

$$(3.1) \quad \tau_y = n \rho^m ,$$

n et m sont deux constantes qui dépendent du sol en cause. Lorsque τ_y est exprimé en N/m^2 et ρ en g/l , Migniot a trouvé que pour les sédiments pélitiques qu'il a étudiés, m est voisin de 5 tandis que n varie entre 10^{-12} et 10^{-15} .

Au sommet de la couche où la densité est égale à ρ_c , on a donc

$$(3.2) \quad \tau_y = n \rho_c^m .$$

Un autre résultat intéressant obtenu par Migniot a été d'établir un lien entre la vitesse critique U_c à partir de laquelle l'érosion se produit et la limite élastique. Expérimentalement, on a observé que U_c est uniquement fonction de τ_y :

$$(3.3a) \quad U_c = 0,01778 \tau_y^{\frac{1}{4}} \quad \text{pour} \quad \tau_y \leq 1,5 N/m^2 ,$$

$$(3.3b) \quad U_c = 0,016 \tau_y^{\frac{1}{2}} \quad \text{pour} \quad \tau_y \geq 1,5 N/m^2 .$$

La figure 1, extraite de Migniot (1968), montre comment les points expérimentaux se groupent autour des droites décrites par les équations (3.3a) et (3.3b). Il s'avère cependant que la valeur de τ_y , figurant dans (3.3) n'est pas la rigidité mesurée au sommet du dépôt mais plutôt une valeur moyenne évaluée sur une épaisseur variant de 1 à 10 cm comptée à partir du sommet [Migniot (1975)]. Le contact avec le fluide a pour effet de diminuer la densité de particules solides; par suite, d'après (3.2), la valeur de τ_y mesurée au sommet de la couche doit être divisée par un facteur G , que l'on peut raisonnablement évaluer entre 1 et 5. Compte tenu de cette hypothèse, les relations (3.4) s'écrivent

$$(3.4a) \quad U_c = 0,01778 G^{r/4} \tau_y^{\frac{1}{4}} \quad \text{pour} \quad \tau_y \leq \frac{1,5}{G^r} N/m^2 ,$$

$$(3.4b) \quad U_c = 0,016 G^{r/2} \tau_y^{\frac{1}{2}} \quad \text{pour} \quad \tau_y \geq \frac{1,5}{G^r} N/m^2 ,$$

où τ_y désigne à présent la rigidité initiale au sommet du dépôt. Il est dès lors clair que la figure 1 décrit correctement les relations (3.4) lorsque l'abscisse τ_y y est remplacée par $G^r \tau_y$. On peut

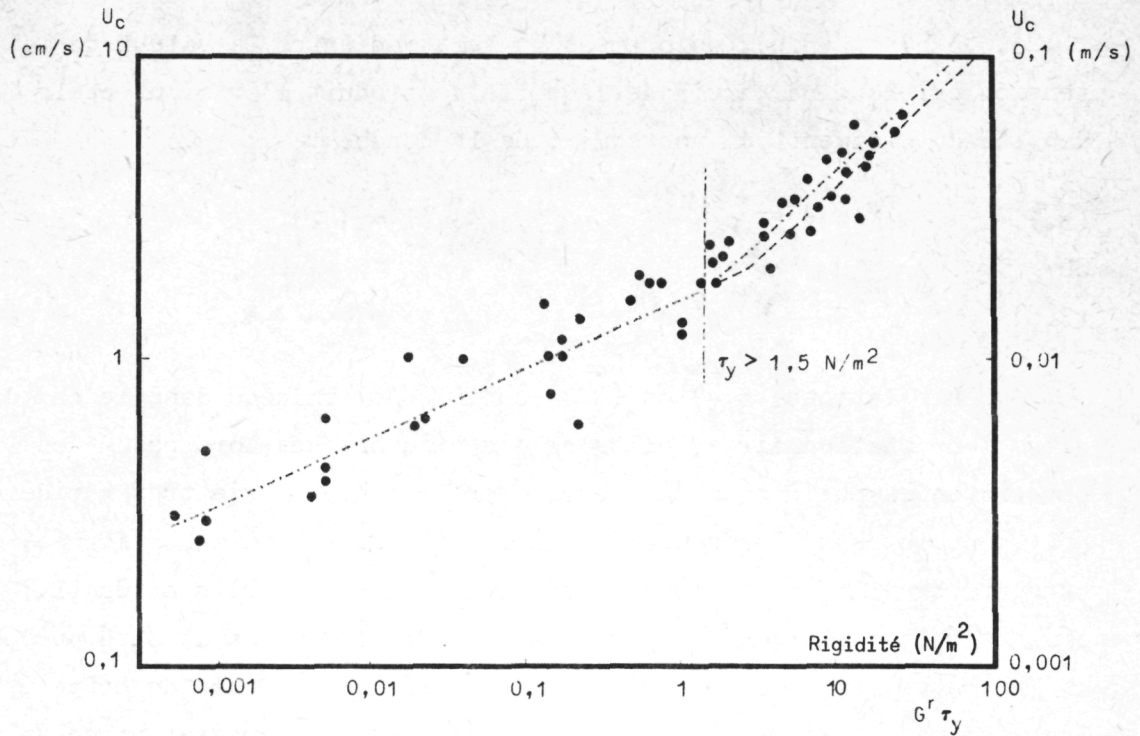


fig. 1.

Vitesse critique de friction U_c en fonction de la rigidité τ_y

encore mettre les expressions (3.4) sous la forme condensée

$$(3.5) \quad U_c = p_i \tau_y^{q_i} \quad (i = 1, 2),$$

où $i = 1$ se rapporte à la région 1 définie par

$$\tau_y \leq \frac{1,5}{G^r} \text{ N/m}^2,$$

tandis que $i = 2$ caractérise la région 2, définie par

$$\tau_y \geq \frac{1,5}{G^r} \text{ N/m}^2.$$

Par ailleurs, la vitesse critique est rattachée à la tension de cisaillement critique τ exercée par le fluide par

$$(3.6) \quad U_c = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_v}}$$

où ρ_v désigne la densité du fluide [Monin and Yaglom (1965)]. Combinant

(3.2), (3.5) et (3.6), on obtient la relation entre la valeur de la tension critique, à partir de laquelle se produit l'érosion, et la densité du sédiment ρ_c au sommet de la couche :

$$(3.7) \quad \tau = E_i \rho_c^{B_i} \quad (i = 1, 2) ,$$

où

$$(3.8) \quad E_i = \rho_v p_i^2 n^{2q_i} \quad \text{et} \quad B_i = 2 m q_i .$$

Les relations (3.4) et (3.7) ont été déterminées dans le cas de situations stationnaires; elles ne s'appliquent dès lors pas à des circonstances où la tension exercée par le fluide varie très rapidement.

Supposons qu'après que la couche de sédiments ait été formée, on augmente brutalement la force tractrice. Il est clair, d'après (3.7), que le dépôt sera érodé sur une épaisseur telle que la densité au sommet de la couche corresponde à la densité critique. Au cours de cette opération, on peut s'attendre à ce que des blocs de vase soient arrachés et transportés dans le fluide sous forme de galets de forte cohésion.

Nous nous proposons à présent de calculer le flux de remise en suspension d'un dépôt de sédiments soumis à l'action d'un courant d'entraînement stationnaire ou quasi-stationnaire. La solution de ce problème implique la détermination de conditions initiales et de conditions aux frontières.

4.- Distribution de la densité

La solution de l'équation aux dérivées partielles (1) implique la détermination des conditions initiales qui nous sont totalement inconnues, en effet, ces dernières sont fonctions de tous les événements antérieurs responsables de la formation et de l'érosion de la couche en cause. Toutefois, l'expérience a montré que le profil de densité au sein de la couche pouvait raisonnablement être approché par une parabole se raccordant à un plateau caractérisé par une densité ρ_p (voir fig. 2). S'appuyant sur ce résultat, Lambermont et Lebon (1976) ont résolu l'équation de conservation de la masse (2.6) et déterminé à partir de (2.7) le flux d'érosion sous l'action d'un courant turbulent stationnaire.

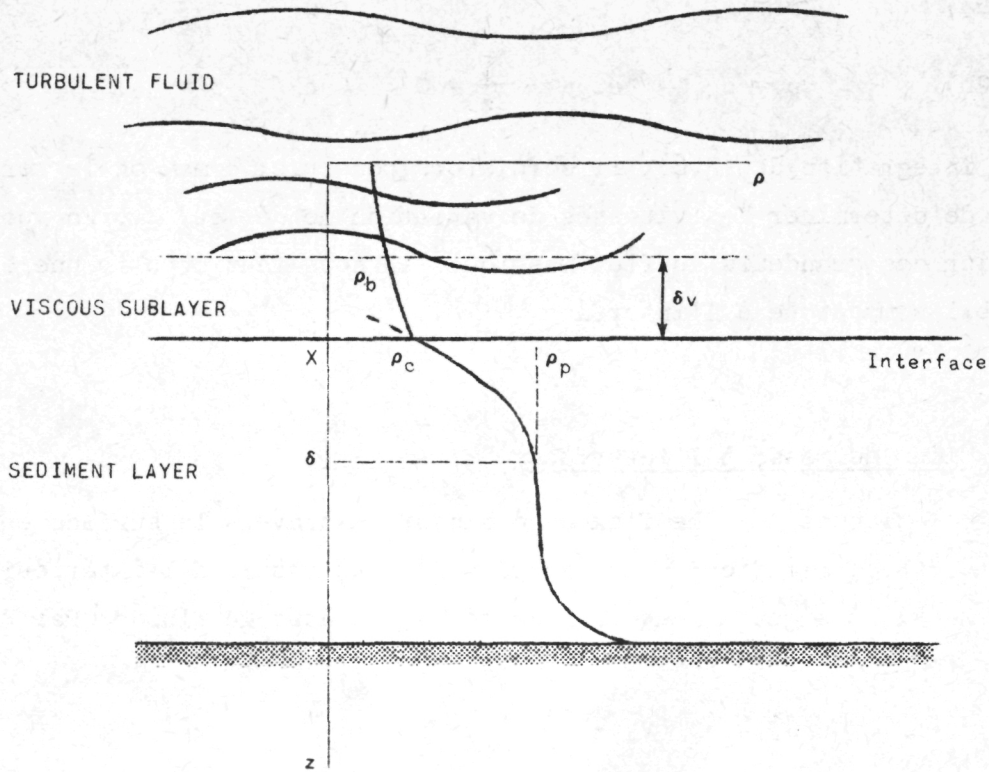


fig. 2.

Distribution de la densité dans la couche de sédiments

Il nous paraît utile de reprendre ici l'essentiel de leur analyse.

Supposons que la densité ρ_p au plateau $z = \delta$ reste constante au cours de l'érosion. Dénotons par ρ_c la densité à l'interface $z = X$ entre le dépôt et le milieu fluide; tant que l'érosion se manifeste, la valeur de ρ_c est déterminée par l'expression (3.7) de la force tractrice à la surface; δ et X sont évidemment des fonctions inconnues du temps. Le profil de densité représenté sur la figure 2 est semblable à celui de la silicate dissoute observé par Wollast et Van der Borgh (1974) dans la mer du Nord.

Pour $X \leq z \leq \delta$, on admet que la distribution de densité est donnée par

$$(4.1) \quad \rho = \rho_p + (\rho_c - \rho_p) \left(1 - \frac{z - X}{\delta - X}\right)$$

avec

$$(4.2a) \quad \rho = \rho_c \quad \text{en} \quad z = X$$

$$(4.2b) \quad \rho = \rho_p \quad \text{et} \quad \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad \text{en} \quad z = \delta .$$

Par intégration de (2.6), il sera alors possible, comme on le verra au §6, de déterminer les vitesses de variation de δ et X . En vue de relier ces grandeurs au flux massique, il nous faut établir une équation de bilan massique à l'interface.

5.- Bilan de masse à l'interface

Désignons J_+^* le flux de sédiments à travers la surface en mouvement $X(t)$, l'indice $+$ correspond au flux mesuré à l'intérieur du sédiment, le signe $-$ au flux de sédiments dans le fluide. Par définition, on a

$$(5.1) \quad J_+^* = \rho_c \left(v_+ - \frac{dX}{dt} \right) ,$$

$$(5.2) \quad J_-^* = \rho_c \left(v_- - \frac{dX}{dt} \right) ,$$

$\frac{dX}{dt}$ est la vitesse de l'interface, v_+ la vitesse du sédiment à l'intérieur du dépôt, v_- sa vitesse au sein du fluide. Les flux (5.1) et (5.2) ne doivent pas être confondus avec le flux barycentrique J défini par (2.1). Par combinaison de (2.1) et de (5.1), on obtient pour la composante verticale de J ,

$$(5.3) \quad J_z = J_{+z}^* + \rho_c \left(\frac{dX}{dt} - w \right)$$

soit, en négligeant la vitesse barycentrique comparée à $\frac{dX}{dt}$,

$$(5.4) \quad J_z = J_{+z}^* + \rho_c \frac{dX}{dt} .$$

Etant donné qu'il n'y a pas de sources ou de puits massiques à l'interface entre le fluide et le dépôt, les composantes verticales des flux J_+^* et J_-^* doivent être identiques :

$$(5.5) \quad J_{+z}^* = J_{-z}^* \equiv J_{z,v} .$$

Le flux d'érosion (5.4) peut donc s'écrire :

$$(5.6) \quad J_z(X) = J_{z,v}(X) + \rho_c \frac{dX}{dt}.$$

En vue de déterminer le flux $J_{z,v}$ passant du fluide dans la couche péritique, il est nécessaire de calculer les flux de diffusion et de sédimentation dans la sous-couche visqueuse. L'écoulement au sein de cette dernière peut être considéré comme laminaire en ce sens que le profil moyen de vitesse s'identifie au profil linéaire de vitesse entre deux plaques parallèles sans gradient de pression [Monin et Yaglom (1965)]. Dénotons par ρ_b la densité du sédiment solide au sommet de la couche visqueuse, à l'endroit où celle-ci est en contact avec la sous-couche logarithmique.

Si l'on admet que la densité γ varie linéairement, le flux de diffusion à travers la sous-couche visqueuse compté positivement vers le bas peut s'écrire :

$$(5.7) \quad J_{\text{diff}} = -L(\rho_c - \rho_b),$$

L est le coefficient de transport défini par

$$(5.8) \quad L = \frac{D_v}{\delta_v},$$

D_v est le coefficient de diffusion et δ_v l'épaisseur de la sous-couche, laquelle est reliée à la vitesse critique U_c par

$$\delta_v = \frac{\alpha_v \nu}{U_c} = \alpha_v \nu \sqrt{\frac{\rho_v}{\tau}},$$

où α_v est une constante universelle et ν la viscosité cinématique du fluide [Monin et Yaglom (1965)]. Substituant dans (5.8), on obtient pour L :

$$(5.9) \quad L = \frac{D_v}{\alpha_v \nu} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}.$$

Outre le flux de diffusion, il faut tenir compte du flux de sédimentation. En moyenne, celui-ci est donné par :

$$(5.10) \quad \bar{J}_{\text{séd}} = \frac{1}{\delta_v} \int_0^{\delta_v} J_{\text{séd}} dz = \frac{1}{\delta_v} \int_0^{\delta_v} \sigma_v \rho dz = \frac{1}{2} \sigma_v (\rho_b + \rho_c).$$

Il en résulte que le flux total, obtenu en sommant (5.7) et (5.10) s'exprime par

$$(5.11) \quad J_{z,v} = L(\rho_b - \rho_c) + \frac{1}{2} \sigma_v(\rho_b + \rho_c) .$$

Nous sommes à présent en mesure de déterminer le comportement des inconnues $X(t)$ et $\delta(t)$ en introduisant le profil parabolique (4.1) dans l'équation de conservation de la masse (2.6). L'expression du flux d'érosion s'en déduira alors automatiquement par (5.6).

6.- Détermination du flux d'érosion

En vertu de la règle d'intégration de Leibniz, on peut écrire

$$(6.1) \quad \frac{d}{dt} \int_X^\delta \rho(z,t) dz = \int_X^\delta \frac{\partial \rho}{\partial t} dz + \rho(\delta,t) \frac{d\delta}{dt} - \rho(X,t) \frac{dX}{dt} .$$

Par ailleurs, en intégrant (2.6) entre les limites $z = X(t)$ et $z = \delta(t)$, il vient

$$(6.2) \quad \begin{aligned} \int_X^\delta \frac{\partial \rho}{\partial t} dz &= D \int_X^\delta \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} dz - \sigma \int_X^\delta \frac{\partial \rho}{\partial z} dz \\ &= 2 \frac{D}{\delta - X} (\rho_c - \rho_p) - \sigma(\rho_p - \rho_c) \end{aligned}$$

où nous avons tenu compte de $\frac{\partial \rho(\delta,t)}{\partial z} = 0$ et du résultat

$$\frac{\partial \rho}{\partial z}(X,t) = - \frac{2}{\delta - X} (\rho_c - \rho_p) .$$

Par combinaison de (6.1) et (6.2), on est conduit à

$$(6.3) \quad \frac{d}{dt} \int_X^\delta \rho dz = \rho_p \frac{d\delta}{dt} - \rho_c \frac{dX}{dt} + \sigma (\rho_c - \rho_p) + \frac{2D}{\delta - X} (\rho_c - \rho_p) .$$

L'intégrale du membre de gauche se calcule aisément grâce à (4.1)

$$\int_X^\delta \rho dz = \frac{\delta - X}{3} (2\rho_p + \rho_c) .$$

En bonne approximation, nous avons vu que ρ_p pouvait être assimilé à une constante. Par ailleurs, si le flux d'érosion est stationnaire, ce qui implique une force tractrice constante, ρ_c est également constant en vertu de (3.7). La dérivée de (6.4) s'écrit par conséquent :

$$(6.5) \quad \frac{d}{dt} \int_X^\delta \rho \, dz = \left(\frac{d\delta}{dt} - \frac{dX}{dt} \right) \left(\frac{2\rho_p + \rho_c}{3} \right).$$

En outre, dans le cas stationnaire, le membre de gauche est nul, d'où

$$(6.6) \quad \frac{d\delta}{dt} = \frac{dX}{dt}$$

soit, en introduisant ce résultat dans (6.3) :

$$(6.7) \quad \frac{dX}{dt} = \sigma + \frac{2D}{\delta - X}.$$

La comparaison des expressions (2.7) et (5.6) de J_z conduit à

$$(6.8) \quad \sigma \rho_c + 2D \frac{\rho_c - \rho_p}{\delta - X} = J_{z,v} + \rho_c \frac{dX}{dt}.$$

En éliminant $\frac{2D}{\delta - X}$ entre (6.7) et (6.8), on obtient une relation entre $\frac{dX}{dt}$ et $J_{z,v}$, à savoir

$$(6.9) \quad \frac{dX}{dt} = \sigma - \frac{J_{z,v}}{\rho_p}.$$

Substituant enfin ce résultat dans l'expression (5.6) de J_z , on obtient pour le flux d'érosion dans le cas stationnaire

$$(6.10) \quad J_z = \rho_c \sigma + \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_p} \right) J_{z,v}.$$

En orientant les flux positivement vers le haut, c'est-à-dire en posant $J = -J_z$, il vient, compte tenu de (5.11),

$$(6.11) \quad J = -\rho_c \sigma + \left(\frac{\rho_c}{\rho_p} - 1 \right) [L(\rho_b - \rho_c) + \frac{1}{2} \sigma_v (\rho_b + \rho_c)].$$

Il importe d'observer que (6.11) a été établi en supposant qu'il y a effectivement érosion, ce qui implique que la force d'entraînement exercée par le courant est au moins égale à la valeur critique τ_c définie par (3.7). Plus précisément, considérons un courant ne donnant pas lieu à érosion, soit qu'on observe un mouvement de chute des sédiments dans le milieu aqueux, soit qu'on n'observe aucun phénomène. Dénotons par ρ_1 la densité du sédiment au sommet de la couche. La force minimum pour avoir érosion est, d'après (3.7) donnée par :

$$(6.12) \quad \tau_1 = E_1 \rho_1^{B_1}$$

et l'expression (6.11) donne la valeur du flux d'érosion pour toute valeur de τ égale ou supérieure à τ_1 .

7.- Une expression approchée du flux d'érosion

Pendant le phénomène d'érosion, des particules sont continuellement arrachées des parties supérieures du dépôt. Contrairement à ce qui se passe lors du mouvement de chute des sédiments au cours duquel il y a souvent floculation et formation d'agréats de dimensions importantes, les particules érodées traversant la sous-couche visqueuse sont probablement de petites dimensions. C'est pourquoi la vitesse de chute dans la couche visqueuse est négligeable. Cette hypothèse rejoint l'observation que de fines particules d'argile en suspension peuvent être animées d'un mouvement brownien. Aussi, au cours du processus de remise en suspension, est-il raisonnable de négliger la vitesse de chute σ_v vis-à-vis du coefficient de diffusion L : on a donc

$$(7.1) \quad \sigma_v \ll L,$$

et *a fortiori*

$$(7.2) \quad \sigma \ll L,$$

car la vitesse de chute au sein du dépôt est nettement inférieure à la vitesse dans le milieu fluide.

Par ailleurs, on sait que la densité au sommet ρ_c est reliée à la force tractrice. Si cette dernière est suffisamment faible, il est justifié de poser

$$(7.3) \quad \frac{\rho_c}{\rho_p} \ll 1.$$

Sous les conditions (7.1) (7.2) et (7.3), on obtient dès lors une expression simplifiée du flux d'érosion (6.11) sous la forme

$$(7.4) \quad J_i = \frac{L}{E_i^{1/B_i}} (\tau^{1/B_i} - \rho_b E_i^{1/B_i}) \quad \text{pour} \quad \tau > \tau_i \quad (i = 1, 2).$$

Etant donné que $J_1 = 0$ pour $\tau = \tau_1$, on a

$$\tau_1^{1/B_1} = \rho_b E_1^{1/B_1}$$

d'où, pour la région 1,

$$(7.5a) \quad J_1 = \frac{L}{E^{1/B_1}} (\tau^{1/B_1} - \tau_1^{1/B_1}) .$$

Par analogie, on peut dans la région 2 introduire une force de friction τ_2 telle qu'elle conduise à l'annulation du flux J_2 ; si seulement la région 2 était présente. Cette valeur est obtenue en prolongeant la droite représentant la région 2, dans la figure 1, jusqu'à ce qu'elle coupe l'axe des abscisses. On obtient par conséquent dans la région 2

$$(7.5b) \quad J_2 = \frac{L}{E^{1/B_2}} (\tau^{1/B_2} - \tau_2^{1/B_2}) .$$

En substituant l'expression (5.9) de L dans (7.5b), il vient

$$(7.6) \quad J_i = A_i (\tau^{1/B_i} - \tau_i^{1/B_i}) \tau^{\frac{1}{2}} \quad \text{pour} \quad \tau > \tau_i \quad (i = 1, 2)$$

où

$$(7.7) \quad A_i = \frac{D_v}{\alpha_v \nu \rho_v^{\frac{1}{2}} E_i^{1/B_i}} .$$

Il est intéressant de constater que pour $B_i = 1$, (7.6) s'identifie à la formule de Bagnold (1956) laquelle fut établie pour des sédiments granuleux, comme du sable. Toutefois, dans la théorie de Bagnold, la quantité A n'est pas déterminée théoriquement, comme c'est le cas dans (7.7), mais empiriquement.

Il est bien évident que les résultats ci-dessus s'appliquent également au problème des courants d'air sur des couches de poussières, pour autant que les propriétés de ces dernières puissent être assimilées à celles des particules solides considérées dans ce travail.

8.- Vérifications expérimentales

Parthéniades (1965), (1972) a conduit une série d'expériences très intéressantes sur le phénomène d'érosion des boues dans un canal rectangulaire ouvert. Les échantillons traités provenaient de la baie de San Francisco.

En vue de comparer la relation (7.6) avec les résultats de Parthéniades, nous supposons que la boue de la baie de San Francisco présente des propriétés similaires à l'argile de Provins considérée par Migniot.

Pour n et m , nous choisissons dès lors des valeurs 10^{-13} et 5 respectivement; de même, nous prendrons pour r la valeur 5. En combinant (3.1), (3.7) et (3.8), on obtient la relation entre la tension critique et la limite élastique, à savoir

$$(8.1) \quad \tau = \rho_v p_1^2 \tau_y^{2q_1}.$$

Comme le montre la figure 3, il apparaît un changement abrupt dans le comportement du flux d'érosion lorsque la tension appliquée prend la valeur $\tau = 0,011 \text{ lbs/ft}^2 = 0,53 \text{ N/m}^2$. Substituant cette valeur dans (8.1), conjointement avec les valeurs $p_1 = 0,0178 \text{ G}^{5/4}$ et $q_1 = 0,25$ proposées par Migniot pour la région (1), on trouve, pour τ_y , compte tenu de ce que $\rho_v = 1000 \text{ kg/m}^3$,

$$(8.2) \quad \tau_y = \frac{2,7}{G^5} \text{ N/m}^2.$$

Or, si nous revenons à la figure 1, nous constatons que cette valeur correspond précisément, pour l'argile de Provins, à la valeur charnière entre les régions 1 et 2. L'équation de la droite autour de laquelle s'alignent les points de la région 2 est donnée par

$$(8.3) \quad U_1 = p_2 \tau_y^{q_2} = 0,0139 \text{ G}^{5/2} \tau_y^{1/2}.$$

Etant donné que $m = 5$ et que d'après (3.4), $q_1 = \frac{1}{4}$ et $q_2 = \frac{1}{2}$ on a, d'après (3.8) :

$$(8.4) \quad B_1 = 2,5 \quad B_2 = 5.$$

Le flux d'érosion (7.5) est dès lors donné par

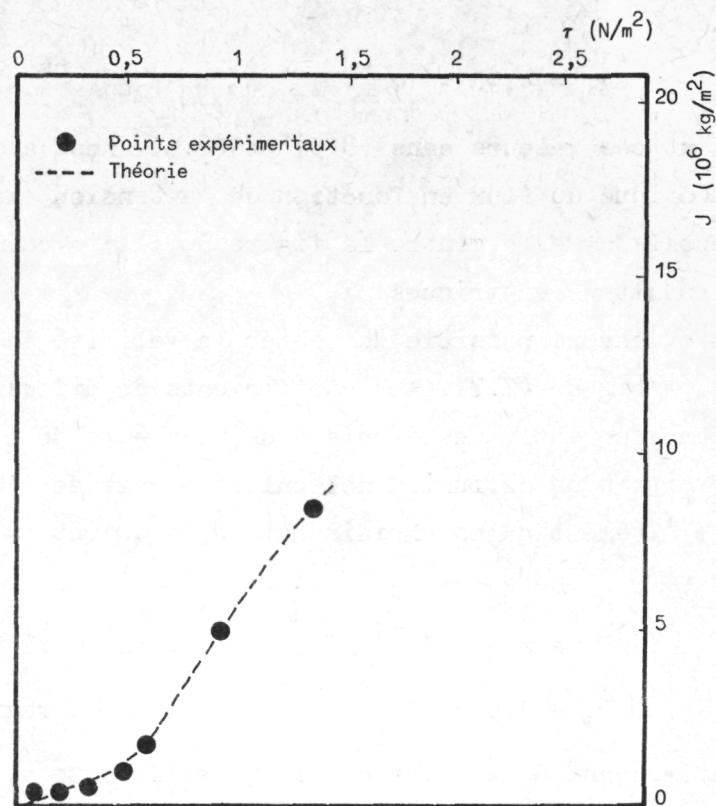


fig. 3.

Variation du flux d'érosion J avec la tension appliquée
Comparaison des résultats théoriques et expérimentaux

$$(8.5) \quad J_1 = A_1(\tau^{0,4} - \tau_1^{0,4}) \tau^{0,5} \quad \text{pour} \quad 0,12 \text{ N/m}^2 \leq \tau \leq 0,53 \text{ N/m}^2$$

(région 1),

$$(8.6) \quad J_2 = A_2(\tau^{0,2} - \tau_2^{0,2}) \tau^{0,5} \quad \text{pour} \quad \tau \geq 0,53 \text{ N/m}^2$$

(région 2).

La valeur minimum de la tension, $\tau_1 = 0,12 \text{ N/m}^2$, en deçà de laquelle il n'y a pas d'érosion, a été établie expérimentalement par Partheniades. Les constantes restantes A_1 , A_2 et τ_2 apparaissant dans (8.5) et (8.6) sont déterminées à partir de la courbe expérimentale de la figure 3.

En injectant dans (8.5) et (8.6) les valeurs expérimentales $J_1 = 1,3 \times 10^6 \text{ kg/m}^2 \cdot \text{s}$ pour $\tau = 0,53 \text{ N/m}^2$ et $J_2 = 7,37 \times 10^{-6} \text{ kg/m}^2 \cdot \text{s}$ pour $\tau = 1,197 \text{ N/m}^2$, il vient :

$$A_1 = 4,96 \times 10^{-6} \quad , \quad A_2 = 33 \times 10^{-6} \quad , \quad \tau_2 = 0,39 \text{ N/m}^2 \quad .$$

Introduisant ces valeurs dans (8.5) et (8.6), nous avons pu établir la courbe théorique du flux en fonction de la tension exercée sur la couche de sédiments. Comme le montre la figure 3, il y a coïncidence remarquable avec les résultats empiriques.

Il est encore possible de tester la validité de la théorie en calculant, à partir de (7.7), les coefficients de diffusion D_v dans la sous-couche visqueuse. Ces derniers doivent être de l'ordre de grandeur des coefficients de diffusion moléculaire, soit de 10^{-10} à $10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$. On vérifie aisément qu'en choisissant $\alpha_v = 10$ et $v = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, on obtient :

$$D_v = 2,4 \times 10^{-11} \text{ Gm}^2/\text{s} \quad \text{dans la région 1,}$$

$$D_v = 1,9 \times 10^{-11} \text{ Gm}^2/\text{s} \quad \text{dans la région 2.}$$

Il est intéressant d'observer que les coefficients de diffusion sont du même ordre de grandeur. Pour un facteur de correction égal à 5, le coefficient de diffusion moyen dans la région 2 est environ quatre fois plus important que dans la région 1. Ce résultat est logique si l'on admet que les fluctuations turbulentes [Kline *et al.* (1967)] dans la sous-couche visqueuse deviennent plus fréquentes à mesure que la tension de cisaillement augmente, et entraînent, de ce fait, un accroissement du coefficient de diffusion.

Ce travail a été entrepris dans le cadre du Programme national belge sur l'Environnement physique et biologique et constitue la synthèse de recherches effectuées en collaboration avec J. LAMBERMONT.

Références

- BAGNOLD, R.A., (1956). The flow of cohesionless grains in fluids, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.*, 249.
- KLINE, S.J., REYNOLDS, W.C., SCHRAUB, F.A., RUNSTADLER, P.W., (1967). The structure of turbulent boundary layers, *J. Fluid. Mech.*, 30, 741.
- LAMBERMONT, J., LEBON, G., (1976). Erosion of cohesive soils, soumis pour publication à *I.A.H.R. Journal*.
- McCAVE, I.N., (1972). Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas, in *Shelf sediment transport process and pattern*, Dowelen-Hutchinson and Ross, Inc.
- MIGNIOT, C., (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques, *La Houille Blanche*, 7, 591.
- MIGNIOT, C., (1975). Communication personnelle.
- MONIN, A.S., YAGLOM, A.M., (1965). *Statistical Fluid Mechanics*, MIT Press, Cambridge.
- NIHOUL, J.C.J., (1973). Interactions at the sea boundaries as a handicap to modelling, in *Proc. Fifth Liège Coll. on Ocean Hydrodynamics*, Liège.
- NIHOUL, J.C.J., (1973). Mathematical Models, in *North Sea Science*, MIT Univ. Press.
- PARTHENIADES, E., (1965). Erosion and deposition of cohesive soils, *J. of the Hydraulic Division*, 91, no.HY1, 4204.
- PARTHENIADES, E., (1972). Results of recent investigations on erosion and deposition of cohesive sediments, in *Sedimentation*, Hsieh Wen Shen, ed., P.O. Box 606, Fort Collins, Colorado, U.S.A. 80521.
- WOLLAST, R., VAN DER BORGHT, (1974). Model of mass transfer in a benthic boundary layer submitted to physical and biological perturbations, Nato Science Committee Conference, Les Arcs, France.
- YALIN, M.S., (1972). *Mechanics of Sediment Transport*, Pergamon Press, Oxford.

Chapitre IV

Modèles diagénétiques des substances nutritives dans les sédiments marins côtiers

par

G. BILLEN, J.P. VANDERBORGHT, R. WOLLAST

1.- Introduction

Les sédiments fraîchement déposés contiennent le plus souvent des matériaux hautement réactifs, en déséquilibre avec leur nouvel environnement. Ces matériaux sont responsables des phénomènes de diagenèse précoce que l'on observe dans les sédiments récents. La matière organique constitue à cet égard une catégorie de composés dont l'évolution est d'autant plus rapide que les couches superficielles des sédiments sont le siège d'une activité bactérienne intense conduisant à la dégradation des substances organiques. Cette dégradation s'accompagne de la mise en solution, dans les eaux interstitielles des sédiments, de substances nutritives telles que NH_4^+ et PO_4^{--} . L'élimination de la matière organique débarrasse les débris d'organismes possédant un squelette de leur couche protectrice et permet la dissolution de ces squelettes si ceux-ci sont en déséquilibre avec le milieu. C'est le cas par exemple de l'opale, constituant le squelette des diatomées et qui se dissout en libérant de l'acide silicique.

La dégradation bactérienne de la matière organique étant un processus oxydatif, elle s'accompagne de la consommation successive des

diverses substances oxydantes présentes dans le milieu, tout en respectant les impératifs énergétiques imposés par la thermodynamique chimique. C'est ainsi que les bactéries utilisent successivement l'oxygène dissous disponible dans la couche aérobique, puis les nitrates et les nitrites. Elles réduisent ensuite les composés oxydés du manganèse et du fer qui sont disponibles, et finalement réduisent les sulfates dissous dans l'eau de mer en sulfure. Dans des conditions fortement anaérobiques, en présence d'un excès de matières organiques, on peut enfin observer des phénomènes de fermentation au cours desquels la matière est décomposée en CH_4 et CO_2 .

Ces réactions affectent fortement la composition des eaux interstitielles, qui s'enrichissent en substances nutritives et s'appauvrissent en substances oxydantes. L'existence de gradients de concentration dans les eaux interstitielles provoque un flux de matière dans le sens opposé aux gradients de concentration. En particulier à l'interface du sédiment et des eaux profondes, la différence de concentration entre les eaux interstitielles et l'eau de mer conduit à un échange de matière permettant notamment de recycler une partie des substances nutritives déposées au cours de la sédimentation. Par contre, le sédiment consomme des substances oxydantes telles que l'oxygène dissous, les nitrates et les sulfates, fournis par l'eau de mer.

L'évaluation quantitative du rôle des sédiments dans le recyclage des éléments biogéniques requiert une connaissance, à la fois de l'activité microbiologique et des phénomènes de transfert physique. La distribution verticale des concentrations en substances nutritives dissoutes dans les eaux interstitielles reflète l'effet combiné de ces deux processus. Des informations concernant l'analyse mathématique des profils verticaux de concentration dans les eaux interstitielles relevés dans des carottes de sondage, permettent d'obtenir des informations précieuses sur les vitesses de ces processus. Nous avons utilisé l'approche proposée par Berner (1971, 1974), selon laquelle le comportement d'une substance dissoute dans les eaux interstitielles peut être décrit de manière générale par l'équation :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - W \frac{\partial c}{\partial z} + r(z)$$

où z est la profondeur, c la concentration de l'espèce considérée, D un coefficient phénoménologique de transfert de matière, W la vitesse de sédimentation, $r(z)$ la vitesse nette de production ou de consommation de la substance due à des processus chimiques ou biologiques.

La plus grande partie de l'activité microbiologique benthique se déroule dans les premiers centimètres de sédiment. D'autre part, c'est également dans ces premiers centimètres de sédiment que des perturbations de l'eau interstitielle, induites par les effets de cisaillement, par l'action des vagues ou par l'activité des organismes benthiques, accélèrent grandement les échanges de substances dissoutes avec la colonne d'eau.

Les phénomènes qui se déroulent dans les couches superficielles des sédiments sont donc particulièrement importants à étudier. Il faut toutefois reconnaître que les conditions à l'interface eau-sédiment sont souvent mal connues; dans certains cas même la position de cet interface n'est pas bien définie. L'une des raisons les plus importantes de cette situation est liée à la difficulté de recueillir des carottes sans perturber l'interface eau-sédiment. Les carottiers classiques, à piston ou à gravité, et dans une moindre mesure le *box corer*, causent une turbulence susceptible de remettre en suspension la couche supérieure des sédiments peu compactée. L'élimination de l'eau surnageante peut éventuellement entraîner mécaniquement une nouvelle couche de la surface de la carotte de sondage. Il est donc indispensable d'utiliser une technique de carottage bien adaptée et de réaliser le traitement de la carotte avec précaution, en vue d'éviter toute perte d'information.

Cette exigence a été remplie par le prélèvement de carottes d'environ 25 cm de profondeur par des plongeurs. Le carottier est constituée d'un tube en PVC de 2 pouces de diamètre, dont la surface intérieure épouse un mince film cylindrique en polyéthylène qui permet une extraction aisée de la carotte. Les extrémités supérieure, puis

inférieure, sont fermées *in situ* au moyen de bouchons parfaitement étanches. Deux carottes au moins sont prélevées en un point; l'une est traitée immédiatement et les autres sont congelées à bord du bateau. Les carottes sont découpées en tronçons de 1 cm d'épaisseur et les eaux interstitielles de chacune de ces sections sont récupérées par compression sous azote.

La nature vaseuse ou sableuse d'un sédiment détermine les caractéristiques principales des processus microbiologiques et des phénomènes de transfert de matière. Nous présenterons donc ici successivement les résultats expérimentaux et les simulations mathématiques des profils de concentration en nutriments de deux carottes prises à titre d'exemple et correspondant à deux zones caractéristiques de la mer du Nord : l'une sableuse et l'autre à prédominance vaseuse.

Nous discuterons préalablement les différents facteurs qui peuvent affecter les phénomènes de transfert de matière dans la zone superficielle des sédiments.

2.- Transfert de matière dans les zones superficielles des sédiments

Les nutriments dissous produits dans les sédiments migrent dans l'eau interstitielle dans le sens opposé aux gradients de concentration. Les gradients de concentration horizontaux étant de loin inférieurs aux gradients verticaux, seuls ces derniers nous intéresseront. Le flux net F à travers une surface unitaire horizontale est donné par la relation

$$F = - D \left(\frac{dC}{dz} \right)_{z'},$$

où z' est la profondeur considérée et D un coefficient de transfert caractéristique du sédiment, des conditions hydrodynamiques auxquelles il est soumis et de l'activité des organismes benthiques.

La diffusion moléculaire fixe une valeur minimum à ce coefficient de transfert. Elle intervient seule dans les couches profondes des sédiments. Dans les couches superficielles, divers phénomènes provoquent des mouvements, soit de l'eau interstitielle seule, soit des

particules de sédiment elles-mêmes qui accélèrent grandement les transferts de masse à l'intérieur du sédiment et avec l'eau surnageante. La valeur de D pour un sédiment donné, dans des conditions données, doit intégrer l'ensemble de ces facteurs que nous analyserons brièvement ci-dessous.

a) Diffusion moléculaire

La valeur du coefficient de diffusion moléculaire pour la plupart des ions en solution aqueuse à température ordinaire, est voisine de $10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$. Pour le cas des sédiments, cette valeur doit être corrigée pour tenir compte de la porosité et de la tortuosité du sédiment [Berner (1971)], ce qui l'amène à une valeur comprise entre 1 et $5 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$.

b) Mouvements de l'eau interstitielle

Des ondes de pression et des mouvements turbulents dans l'eau de surface peuvent se propager dans l'espace interstitiel des sédiments perméables et engendrer une circulation de l'eau interstitielle. Ceci a été mis en évidence par un certain nombre d'expériences directes *in situ* [Webb et Theodor (1968, 1972), Steele *et al.* (1970)]. Les mouvements de percolation de l'eau dans les sédiments sublittoraux sous l'effet des ondes de pressions engendrées par les vagues, ont été tout spécialement étudiés [Reid et Kojiura (1957), Reidl *et al.* (1972)]. L'amplitude de ces mouvements décroît exponentiellement avec la profondeur dans le sédiment. Toutefois, les mesures de fluctuations de pression à diverses profondeurs d'un sédiment sableux, n'ont pas montré de différences d'amplitude significatives jusqu'à 20 cm de profondeur, suggérant que les mouvements se propagent assez loin dans ce type de sédiment [Steele *et al.* (1970)]. Un traitement théorique [Reidl *et al.* (1972)] permet de montrer que le flux d'eau "filtrée" sous l'effet de ces mouvements rythmiques verticaux dans l'espace interstitiel des sédiments :

- dépend de la hauteur des vagues et de leur fréquence,

- est proportionnel au rapport de la perméabilité sur la viscosité cinématique du sédiment (l'effet de pompage est donc beaucoup plus marqué pour les sables que pour les vases compactes),

- décroît avec la profondeur de la colonne d'eau surnageante.

Ces mouvements entraînent bien entendu un échange au sein de l'eau interstitielle et avec l'eau de surface beaucoup plus rapide que la simple diffusion moléculaire. Il est cependant difficile de quantifier cet effet en terme de coefficient de transport.

c) Mouvement des particules de sédiment

L'étude théorique de Lambermont et Lebon présentée dans le chapitre précédent, montre que les particules solides sont mises en mouvement sous l'effet des contraintes de cisaillement, si les vitesses de friction des eaux de surface sur le fond sont suffisantes. Rappelons que ces auteurs obtiennent des coefficients de mélange des particules solides comprises entre $1,7 \times 10^{-7} \text{ cm}^2/\text{s}$ et $3,7 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$. Bien que l'on ne connaisse pas la relation entre ces coefficients et les coefficients de dispersion turbulente dans l'eau interstitielle associés au mouvement de ces particules, on peut toutefois estimer que ces derniers coefficients sont largement supérieurs aux premiers. Le mouvement des particules mis en évidence expérimentalement par Steele *et al.* (1970) en mer du Nord pour des sédiments sableux, est de nature à contribuer de manière appréciable au transfert des matières dissoutes dans les couches superficielles des sédiments.

d) Influence des organismes benthiques

De nombreux auteurs ont déjà signalé que les organismes benthiques étaient susceptibles de mélanger les couches superficielles des sédiments sur une hauteur d'une dizaine de cm. Cette activité affecte à la fois les substances dissoutes dans les eaux interstitielles et les substances solides déposées.

Dans une publication récente, Guinasso et Schink (1975) ont estimé le coefficient de dispersion des particules solides associé à

l'activité des organismes benthiques, sur la base des résultats expérimentaux publiés dans la littérature. Ils obtiennent pour les zones côtières, des coefficients de mélange variant de $3,0 \times 10^{-8}$ à $1,5 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$. Les valeurs les plus importantes ont été observées pour les zones colonisées par *Arenicola*, et dont l'activité affecte d'autre part une épaisseur de sédiment estimée à 40 cm. A nouveau, il n'existe pas d'estimation quantitative de l'influence des organismes benthiques sur les transferts de matière dans les eaux interstitielles des sédiments, ni sur leur aptitude à échanger ces eaux avec l'eau surnageante. Compte tenu de l'efficacité du mélange des particules solides associé à cette activité, on peut supposer que les coefficients de dispersion dans les eaux interstitielles des zones superficielles des sédiments doivent être largement supérieurs aux coefficients de diffusion moléculaire.

e) Estimation expérimentale des coefficients de transfert

Nous avons réalisé quelques expériences préliminaires en aquarium permettant de mettre directement en évidence l'effet de la turbulence de l'eau surnageante sur le coefficient de transfert dans l'eau interstitielle des sédiments. Un sédiment sableux de la mer du Nord et dont les eaux interstitielles ont été préalablement colorées à l'aide de rhodamine a été placé dans le fond de l'aquarium sous forme d'une couche régulière d'épaisseur ℓ . On mesure ensuite le transfert de rhodamine vers l'eau surnageante dont on peut faire varier la vitesse d'agitation. L'augmentation de concentration en rhodamine dans l'eau surnageante permet d'estimer le coefficient de transfert, en admettant que la dispersion obéit à la loi de Fick. Les résultats (fig. 1) montrent que des coefficients supérieurs d'un ordre de grandeur au moins au coefficient de diffusion moléculaire, peuvent se présenter dans l'eau interstitielle à des agitations de l'eau surnageante insuffisantes pour provoquer la moindre érosion du sédiment lui-même.

Le même principe a été utilisé pour mesurer le coefficient de transfert *in situ*. Elle consiste à placer sur le fond un récipient

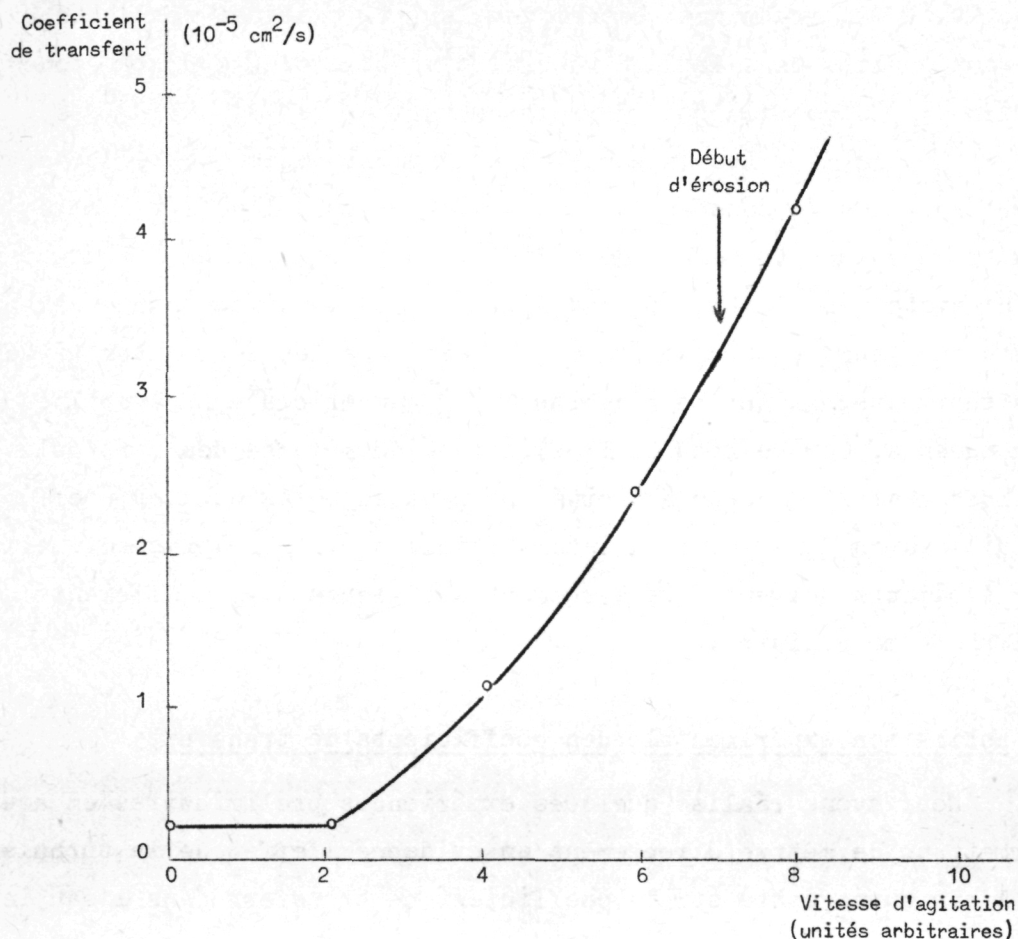


fig. 1.

Coefficient de transfert dans l'eau interstitielle d'un sédiment sableux placé au fond d'un aquarium dont l'eau est soumise à une agitation croissante.

large, de profondeur l , contenant le sédiment de l'endroit investigué et dont l'eau interstitielle a été préalablement colorée au moyen de rhodamine. Le rapport de la concentration de rhodamine en fin et en début d'expérience permet d'estimer le coefficient de transfert. En effet, en admettant que la dispersion obéisse à la loi de Fick, la concentration évolue selon l'équation différentielle :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2}$$

avec $C(z, t=0) = C_0$ pour tout z ; $\frac{\partial C}{\partial z} = 0$ pour $z = l$ et pour tout t .

La concentration moyenne intégrée sur la profondeur l est alors en fonction du temps :

$$\begin{aligned}\bar{C}(t) &= \int_0^l C(z, t) \delta z \\ &= C_0 \frac{4}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)} \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \frac{Dt}{4l^2}\right] \cos\left((2n+1) \frac{\pi x}{2l}\right) .\end{aligned}$$

Le rapport $\frac{\bar{C}(t)}{C_0}$ est représenté en fonction de $\frac{Dt}{l^2}$ dans la figure 2.

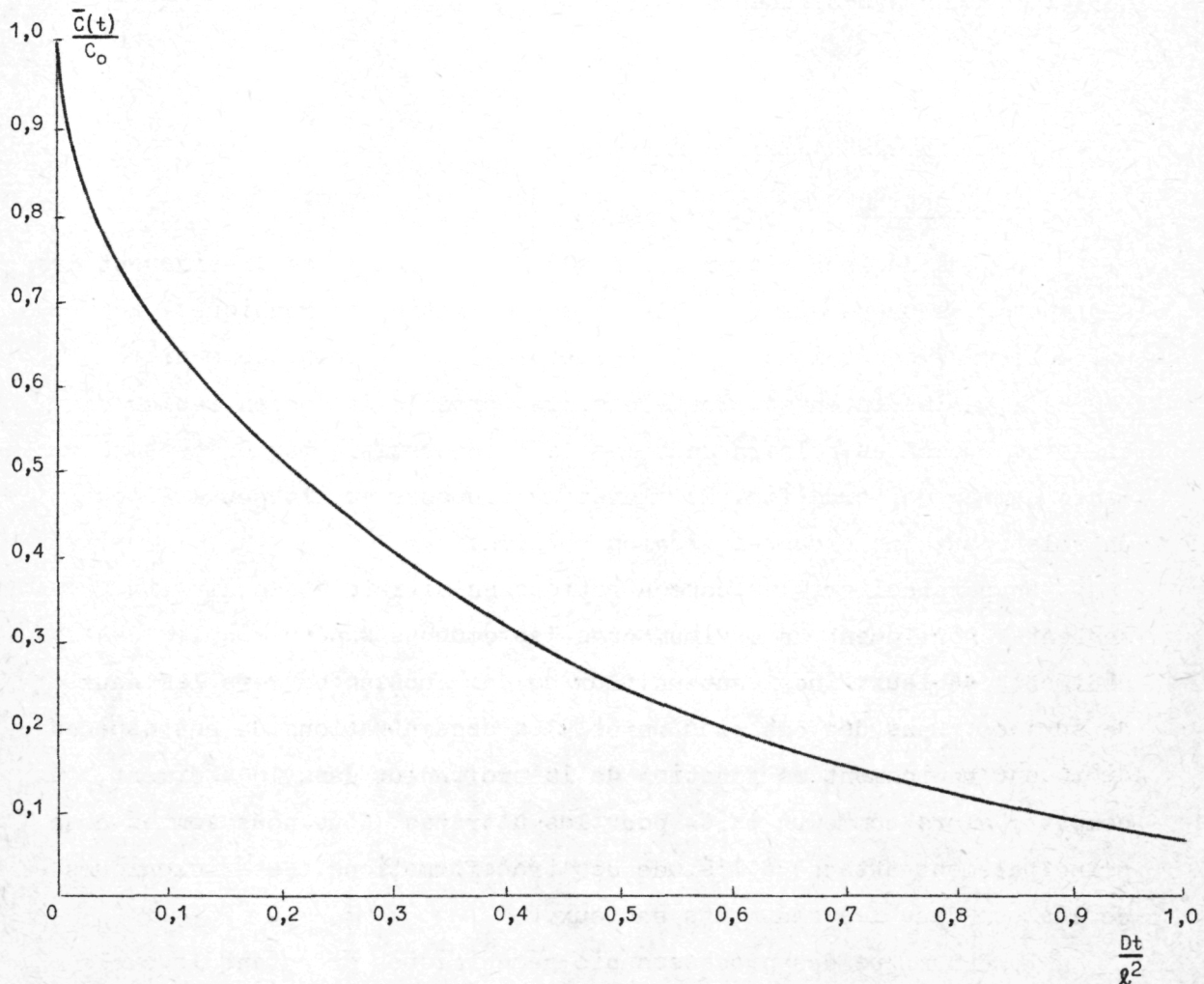


fig. 2.

Solution de l'équation de Fick décrivant l'échange d'un traceur entre l'eau surnageante et les eaux interstitielles d'une carotte de sédiment d'une épaisseur donnée l .

L'utilisation de cette méthode pour les sédiments sableux du bassin de Chasse d'Ostende sous une profondeur d'eau d'environ 50 cm a fourni des valeurs comprises entre $4 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ par temps calme, et $2 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$ par temps plus agité. Ainsi, même dans un bassin fermé où la turbulence créée par la houle est restreinte, on observe un accroissement sensible du coefficient d'échange.

Ces expériences ne constituent qu'une première approche, mais qui montre en tout état de cause que les coefficients de dispersion des substances dissoutes dans les eaux interstitielles peuvent être largement supérieurs aux coefficients de diffusion moléculaire, au voisinage de l'interface eau-sédiments.

3.- Comportement des sédiments sableux

3.1.- Introduction

En plus de leur texture, les sédiments sableux se distinguent des sédiments vaseux par leur faible teneur en matières organiques. Les processus physico-chimiques et microbiologiques y sont, de manière générale, moins intenses. Toutefois, les profils de concentration des substances azotées relevés dans les eaux interstitielles de tels sédiments en mer du Nord (fig. 3), laissent supposer qu'ils peuvent jouer un rôle appréciable dans la région côtière.

En particulier, les concentrations en nitrate et en nitrite présentent généralement un maximum dans les couches superficielles des sédiments sableux, induisant un flux de ces substances vers les eaux de surface. Dans des cas plus rares, les concentrations de ces espèces diminuent rapidement en fonction de la profondeur dans le sédiment, qui comporte alors comme un puits pour les nitrates. Nous nous sommes donc principalement attaché à l'étude des transformations bactériologiques de l'azote dans les sédiments sableux.

La dynamique des processus bio-géochimiques affectant le cycle de l'azote dans les sédiments à partir de la description de la distribution verticale des espèces dissoutes de l'azote, a été estimée

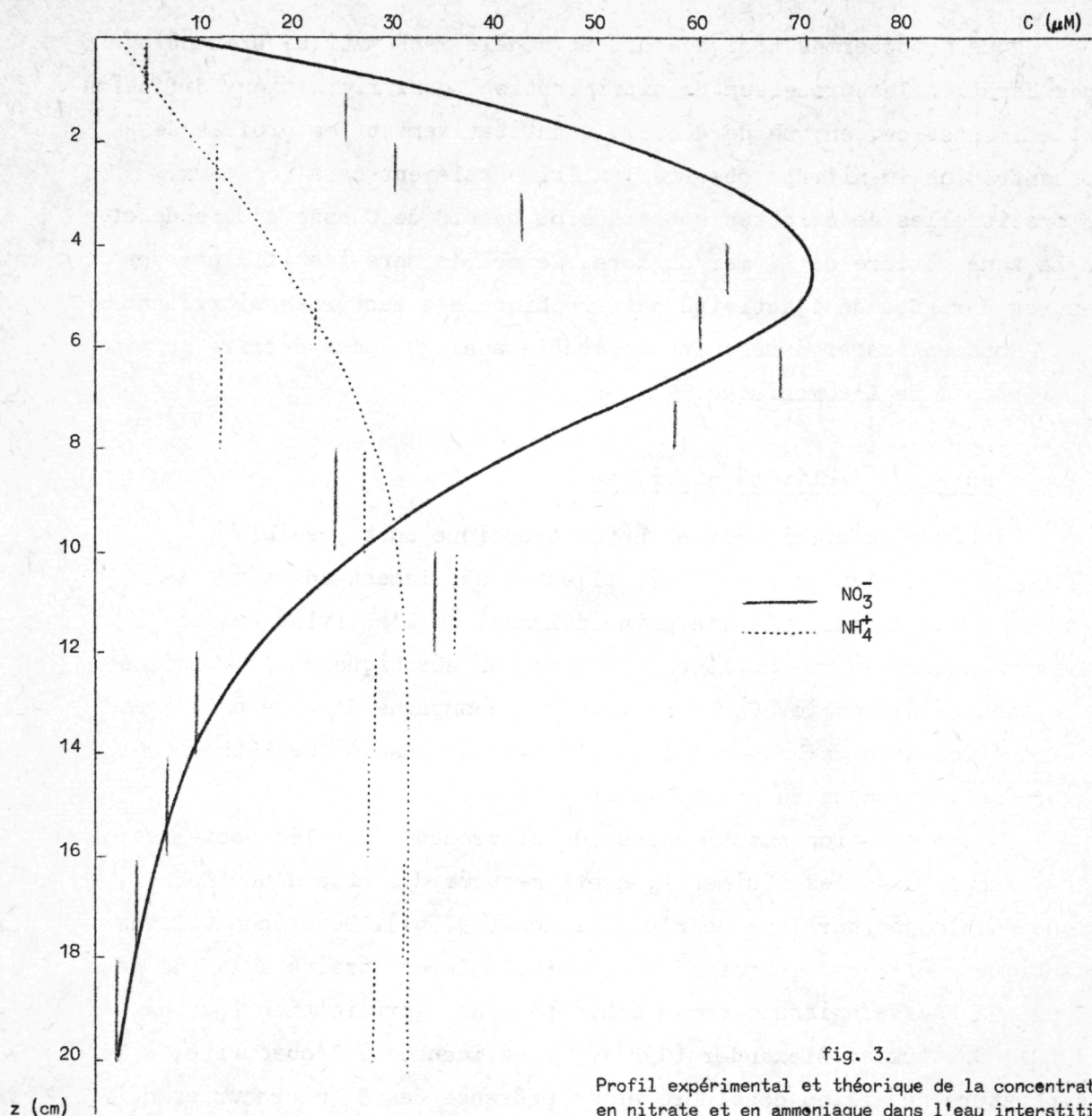


fig. 3.

Profil expérimental et théorique de la concentration en nitrate et en ammoniac dans l'eau interstitielle d'un sédiment sableux (point M 06).

précédemment par Rittenberg *et al.* (1955) et Berner (1972, 1974) pour la dégradation de l'azote organique et la diffusion de l'ammoniac. Toutefois, peu d'attention a été consacrée à la répartition des nitrates et des nitrites dans les eaux interstitielles des sédiments, bien que certains auteurs [Trifonova (1963) cité par Kuznetsov (1968), Chen *et al.* (1972)] aient indiqué que l'échange de nitrate entre les sédiments et l'eau puissent contribuer de manière significative au cycle de l'azote total.

Nous proposerons tout d'abord un modèle mathématique prenant en considération les processus de nitrification, dénitrification, diffusion et sédimentation, en vue de décrire quantitativement les profils de concentration en nitrate observés expérimentalement dans les eaux interstitielles de carottes sableuses du bassin de Chasse d'Ostende et de la zone côtière de la mer du Nord. Ce modèle sera justifié par des mesures directes de l'activité autotrophique des bactéries nitrifiantes.

Nous envisagerons ensuite un modèle analogue pour décrire le profil vertical de l'ammoniaque.

3.2.- Mesure de l'activité nitrifiante

Bien que la nitrification hétérotrophique soit possible [Verstraete et Alexander (1973)], il est généralement admis que la production de nitrate résulte principalement de l'activité des bactéries autotrophes qui utilisent l'oxydation aérobie de l'ammoniaque comme source d'énergie. Cette activité s'accompagne d'autre part d'une consommation de bicarbonate qui peut servir de base à une méthode de mesure de la vitesse du processus biologique.

L'incorporation autotrophique de bicarbonate par les bactéries nitrifiantes dans les sédiments, a été mesurée à l'aide d'une technique développée par l'un de nous [Billen (1975b)]. Deux échantillons identiques de 5 cm^3 , dont l'un est préalablement traité à l'aide de 5 ppm de Nserve agissant comme inhibiteur de nitrification [Goring (1962), Shattuk et Alexander (1963)], sont incubés à l'obscurité, à la température du milieu considéré et en présence de 5 microcuries de $^{14}\text{CO}_3\text{H}^-$. On a préalablement vérifié sur des cultures enrichies que, dans de telles conditions expérimentales, Nserve inhibe complètement l'incorporation de bicarbonate par les bactéries nitrifiantes sans affecter celle des bactéries hétérotrophes [Billen (1975b)]. Après incubation, les échantillons sont mis en suspension dans 30 ml d'eau de mer filtrée, homogénéisés à l'aide d'un Ultra Turrax afin de séparer les bactéries de leur substrat solide, et centrifugés à 2.500 tours par minute pendant 2 minutes. Le surnageant est alors filtré sur

Millipore 0,2 μ et la radioactivité du filtrat redissous est mesurée dans un liquide scintillant. L'incorporation de bicarbonate est calculée en utilisant la concentration de bicarbonate dans l'eau interstitielle déterminée par une titration classique. La différence de bicarbonate incorporée par les deux échantillons est attribuée à l'activité des bactéries autotrophes nitrifiantes.

Ces mesures fournissent uniquement une estimation de l'activité relative de la vitesse de nitrification. En effet, notre méthode de mesure d'incorporation n'est pas quantitative parce que certaines bactéries restent fixées à leur substrat solide, malgré le traitement à l'Ultra Turrax. Nous avons donc comparé préalablement les mesures obtenues à l'aide de notre méthode avec celles fournies par la méthode Smith *et al.* (1972) qui est quantitative mais fastidieuse. Cette intercalibration montre que l'on récupère de manière reproductible, de 2 à 5 % du bicarbonate radioactif incorporé. Cette précision est suffisante pour estimer l'ordre de grandeur de l'incorporation radioactive due aux bactéries nitrifiantes dans nos sédiments. Gundersen et Mountain (1973) ont démontré que les organismes nitrifiants utilisaient approximativement 1 mole de bicarbonate pour 5 moles d'ammoniaque oxydées en nitrate. Ce rapport nous permet d'estimer la vitesse de production de nitrate à partir des mesures d'incorporation de bicarbonate effectuées sur les sédiments.

Les mesures directes de cette incorporation, effectuées sur des sédiments sableux fraîchement récoltés à diverses dates dans le bassin de Chasse, sont représentées dans la figure 4.

On observe de manière générale une activité relativement constante dans les premiers centimètres et une activité nulle dans les couches plus profondes. La transition brutale entre ces deux zones peut s'expliquer par la dépendance du métabolisme autotrophique des conditions d'oxydo-réduction du milieu. En effet, les bactéries nitrifiantes utilisent l'oxydation de l'ammoniaque en nitrite et nitrate comme source d'énergie. On peut donc s'attendre à ce que leur métabolisme ne soit possible que lorsque les conditions physico-chimiques sont thermodynamiquement favorables à l'oxydation de l'ammoniaque. Une étude de la

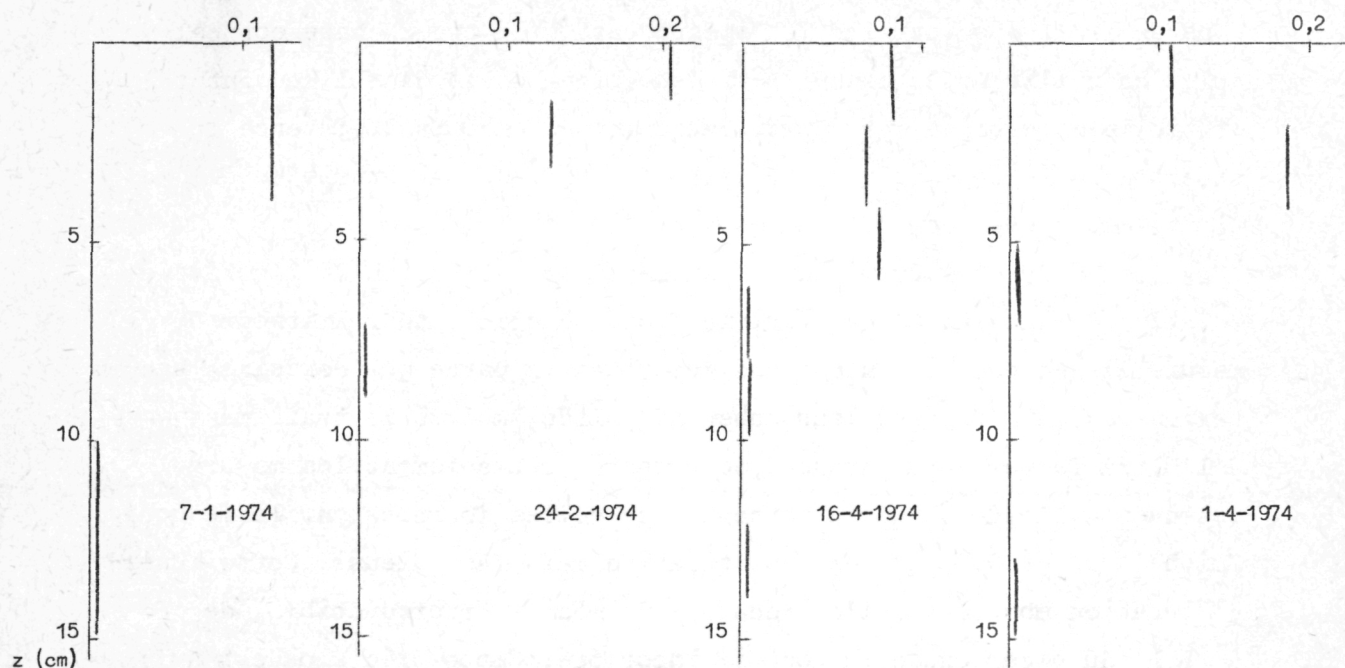


fig. 4.

Vitesse d'incorporation du bicarbonate (en $\mu\text{mole/litre.heure}$)

nitrification dans l'estuaire de l'Escaut [Billen (1975a)], décrite par ailleurs dans le volume 10, montre que l'on peut en effet fixer une limite au potentiel d'oxydo-réduction en dessous de laquelle la nitrification ne se produit plus. Ce potentiel, tel qu'il est mesuré à l'aide d'une électrode de platine, se situe à environ 210 mV pour un pH égal à 7,5. De même, Zobell (1935) a montré que les nitrites n'apparaissent qu'au-delà d'un potentiel supérieur à 250-300 mV à pH 8 dans le cas de cultures pures isolées à partir de sédiments marins. On peut donc en conclure que la nitrification dans les sédiments marins ne se produira que si le potentiel d'oxydo-réduction excède 200 à 250 mV. Bien que la mesure du potentiel dans les sédiments soit fort imparfaite [Stumm (1966)], il apparaît que seules les couches superficielles des sédiments sableux réalisent des conditions d'oxydation favorables à la nitrification.

3.3.- Modèle nitrate

On peut donc considérer que les sédiments sableux se comportent comme un système à deux couches :

- une zone supérieure d'épaisseur z_n , où la vitesse de nitrification peut être considérée comme constante et égale à la valeur k_n déduite des mesures expérimentales exposées ci-dessus de $0,2$ à $8 \times 10^{-6} \mu\text{moles cm}^{-3} \text{s}^{-1}$);
- une zone inférieure où le potentiel d'oxydo-réduction est inférieur à la valeur pour laquelle l'oxydation de l'ammoniaque est exo-énergétique.

La décroissance rapide du nitrate dans les eaux interstitielles de la zone inférieure suggère une consommation du nitrate qui peut être attribuée au phénomène de dénitrification. Dans ce processus hétérotrophique, les nitrates et les nitrites sont utilisés par les bactéries comme accepteurs d'électrons au cours de l'oxydation de la matière organique.

Divers groupes de bactéries hétérotrophes sont capables de réaliser un tel mécanisme d'oxydo-réduction [Painter (1970)] et, dans les sédiments riches en matières organiques, la concentration en nitrate devient alors l'élément limitant du processus. La vitesse de la dénitrification peut donc être représentée par une équation cinétique d'ordre 1 :

$$r_d = k_d C .$$

L'équation décrivant l'évolution des nitrates dans les sédiments sableux peut alors être décrite par :

$$(1) \quad \frac{\delta c}{\delta t} = D \frac{\delta^2 c}{\delta z^2} - W \frac{\delta c}{\delta z} + \epsilon k_n - (1 - \epsilon) k_d C$$

où D représente le coefficient de dispersion turbulente, W la vitesse de sédimentation, et où $\epsilon = 1$ pour $z < z_n$ (zone de nitrification), $\epsilon = 0$ pour $z > z_n$ (zone de dénitrification).

a) Solution dans le cas stationnaire

Les conditions aux limites étant définies par $C = C_0$ pour $z = 0$ et $C = 0$ pour $z = \infty$, l'équation (1) peut être résolue en exprimant la condition de continuité pour la concentration et sa dérivée première à la profondeur $z = z_n$. Le terme rendant compte de la sédimentation est généralement négligeable et la solution se réduit à

$$(2) \quad C = -\frac{k_n}{2D} z^2 + Az + C_0 \quad \text{pour } z < z_n$$

$$(3) \quad C = B \exp\left[-\left(\frac{k_d}{D}\right)^{\frac{1}{2}} (z - z_n)\right] \quad \text{pour } z > z_n$$

où

$$A = \frac{\frac{k_n}{D} \left[\frac{z_n^2}{2} + \left(\frac{D}{k_d}\right)^{\frac{1}{2}} z_n\right] - C_0}{z_n + \left(\frac{D}{k_d}\right)^{\frac{1}{2}}}$$

et

$$B = -\frac{k_n}{2D} z_n^2 + Az_n + C_0.$$

Un profil théorique correspondant aux équations (2) et (3) a été tracé à titre d'exemple pour simuler les résultats expérimentaux obtenus sur une carotte prélevée dans une zone sableuse (point M 06, 10-6-1974) selon la technique détaillée ci-dessus. La comparaison du profil théorique avec le profil observé (fig. 3) montre que la distribution verticale des nitrates dans les eaux interstitielles des sédiments sableux peut être décrite de manière satisfaisante par un modèle stationnaire à deux couches, avec les valeurs suivantes des différents paramètres : $D = 8,5 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $z_n = 7 \text{ cm}$, $k_n = 0,5 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$, $k_d = 5,3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. La valeur théorique imposée à k_n est par ailleurs en excellent accord avec la mesure directe de l'activité nitrifiante, qui était comprise, en ce point, entre $0,5$ et $1,0 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$.

Il est d'autre part intéressant de noter l'extrême sensibilité des profils théoriques vis-à-vis de petites variations de la valeur des différents paramètres. On a représenté à titre d'exemple (fig. 5

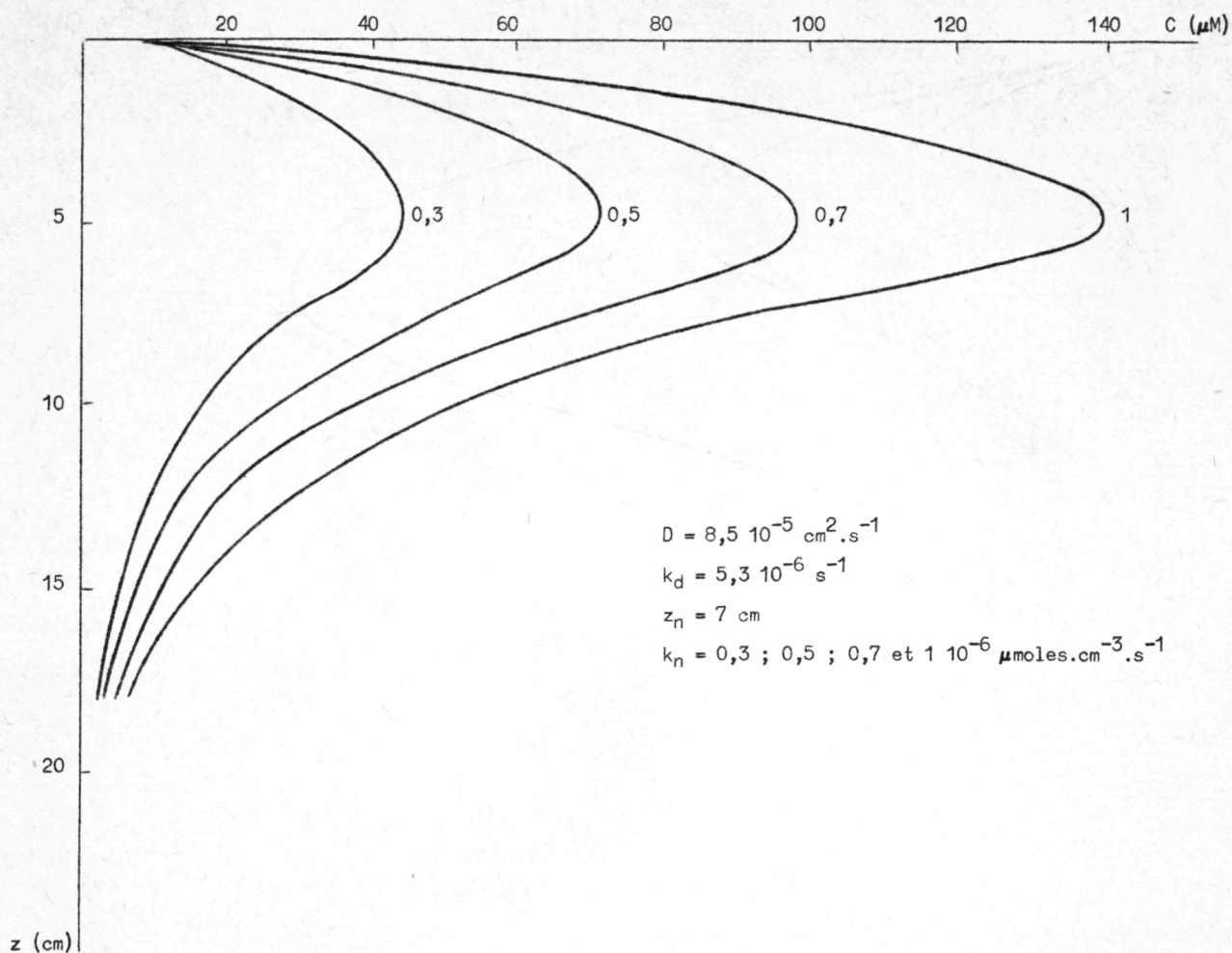


fig. 5.

Effet des variations de k_n sur le profil théorique de concentration en nitrates

et 6) les profils théoriques obtenues pour $D = 8,5 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $k_d = 5,3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ et pour des valeurs de k_n comprise entre 0,3 et $1,0 \times 10^{-6} \mu\text{moles cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$, ainsi que pour des valeurs de z_n variant de 3 à 10 cm.

L'allure générale des réseaux de courbes obtenus montre bien que la calibration du modèle sur les profils expérimentaux ne laisse que peu de latitude quant aux valeurs des différents paramètres.

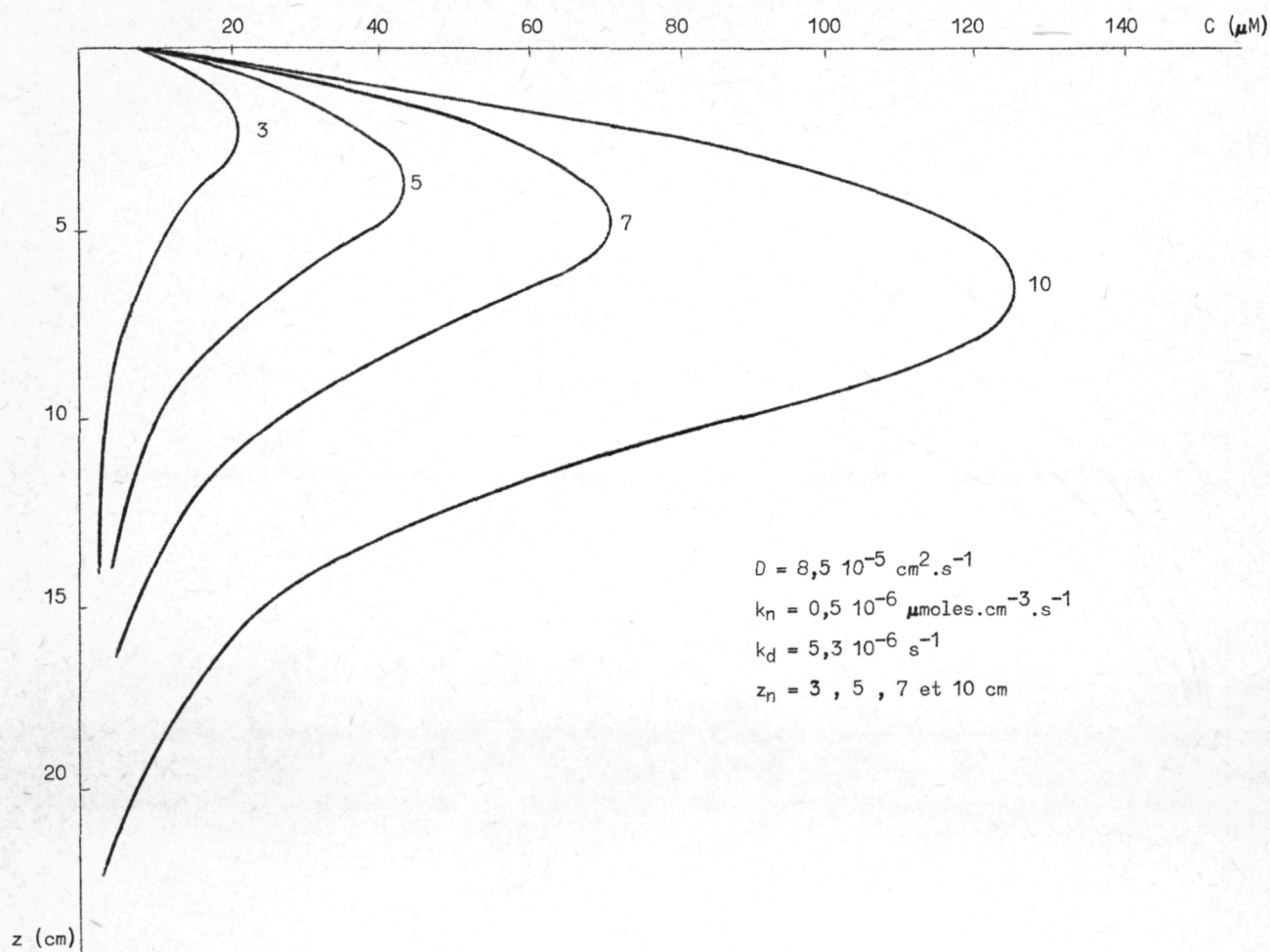


fig. 6.

Effet des variations de z_n sur le profil théorique de concentration en nitrates

L'effet de la concentration en nitrates dans les eaux surnageantes sur le profil de concentration stationnaire mérite une attention particulière. La valeur du gradient de concentration à l'interface eau-sédiment peut être calculée à partir de l'équation (2), ainsi que le flux F de nitrate traversant cette interface :

$$F = \frac{-k_n \left[\frac{z_n^2}{2} + \left(\frac{D}{k_d} \right)^{\frac{1}{2}} z_n \right] + D C_0}{z_n + \left(\frac{D}{k_d} \right)^{\frac{1}{2}}} .$$

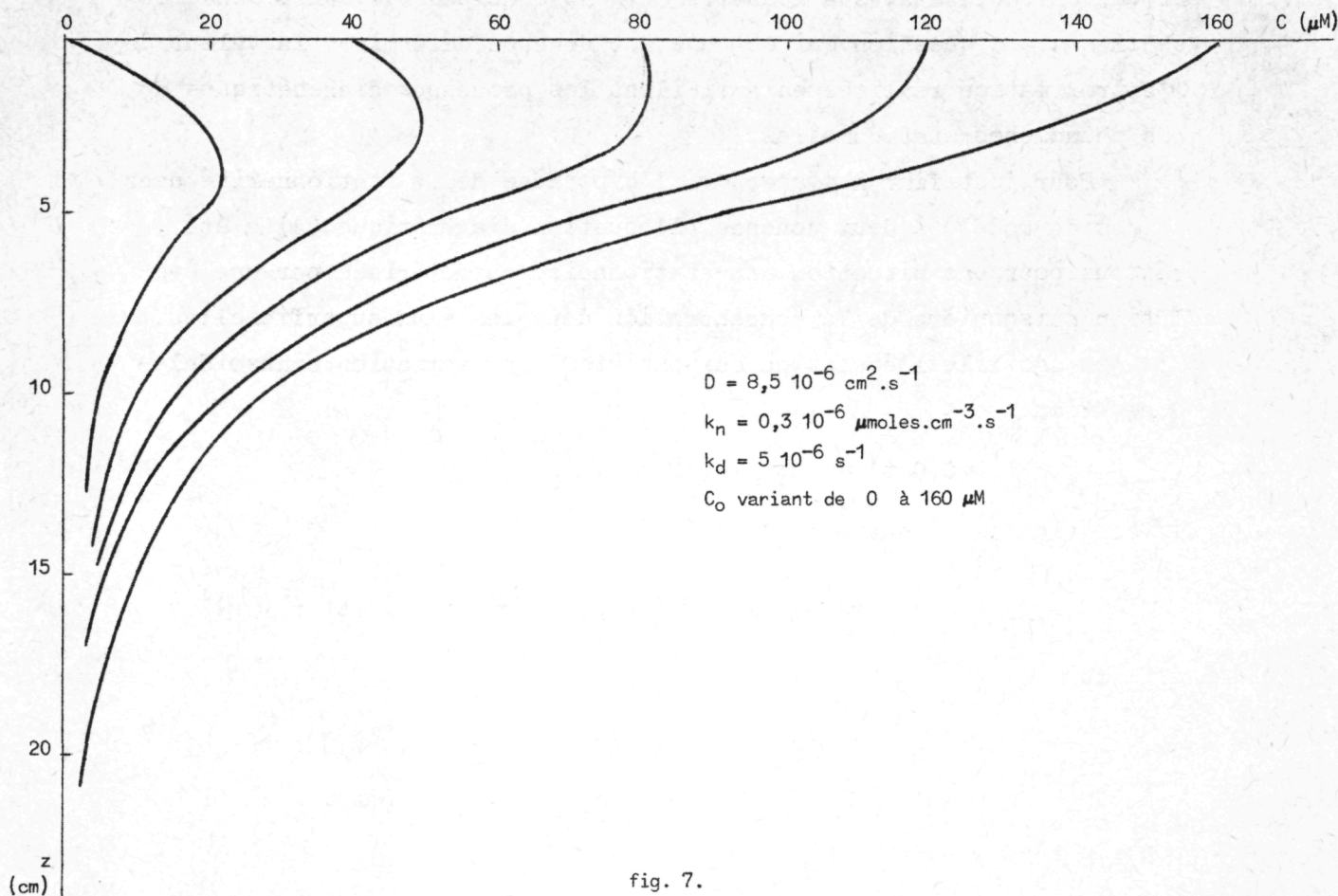


fig. 7.

Effet de la concentration en surface C_0 sur le gradient de concentration en nitrate à l'interface eau-sédiment

Pour des valeurs données de k_n et de z_n , ce flux peut être positif ou négatif, selon la valeur de la concentration en surface C_0 . En d'autres termes, un sédiment dans lequel se déroule un phénomène de nitrification peut agir comme une source ($F < 0$) ou comme un puits ($F > 0$) de nitrates pour les eaux superficielles. Ces différentes situations sont représentées à la figure 7.

b) Solution dans le cas non-stationnaire

Le modèle exposé précédemment est basé sur l'hypothèse qu'un état stationnaire est réalisé dans le système considéré. En réalité, des variations saisonnières peuvent être observées dans les eaux de surface

et un véritable état stationnaire ne peut donc pas s'établir dans les sédiments. La question qui se pose est donc de déterminer la valeur de l'approximation réalisée en assimilant les processus diagénétiques à des phénomènes stationnaires.

Pour justifier *a posteriori* l'hypothèse de la stationnarité dans le cas du modèle à deux couches, l'équation diagénétique (1) a été résolue pour une situation non-stationnaire caractérisée par une évolution saisonnière de la concentration dans les eaux superficielles. Si l'on assimile l'évolution saisonnière à une variation sinusoïdale d'équation :

$$C(0,t) = \langle C_0 \rangle + (\Delta C_0) \sin \phi t ,$$

la solution de l'équation (1) s'écrit :

$$C = \frac{k_n}{2D} z^2 + Az + \langle C_0 \rangle + (\Delta C_0) \exp\left[-\left(\frac{\phi}{2D}\right)^{\frac{1}{2}} z\right] \sin\left[\phi t - \left(\frac{\phi}{2D}\right)^{\frac{1}{2}} z\right]$$

pour $z < z_n$,

$$C = B \exp\left[-\left(\frac{k_d}{D}\right)^{\frac{1}{2}} (z - z_n)\right] + (\Delta C_0) \exp\left[-\left(\frac{\phi}{2D}\right)^{\frac{1}{2}} z_n\right] \exp\left[-\alpha(z - z_n)\right] \times \\ \times \sin\left[\phi t - \beta(z - z_n) - \left(\frac{\phi}{2D}\right)^{\frac{1}{2}} z_n\right]$$

pour $z > z_n$, avec

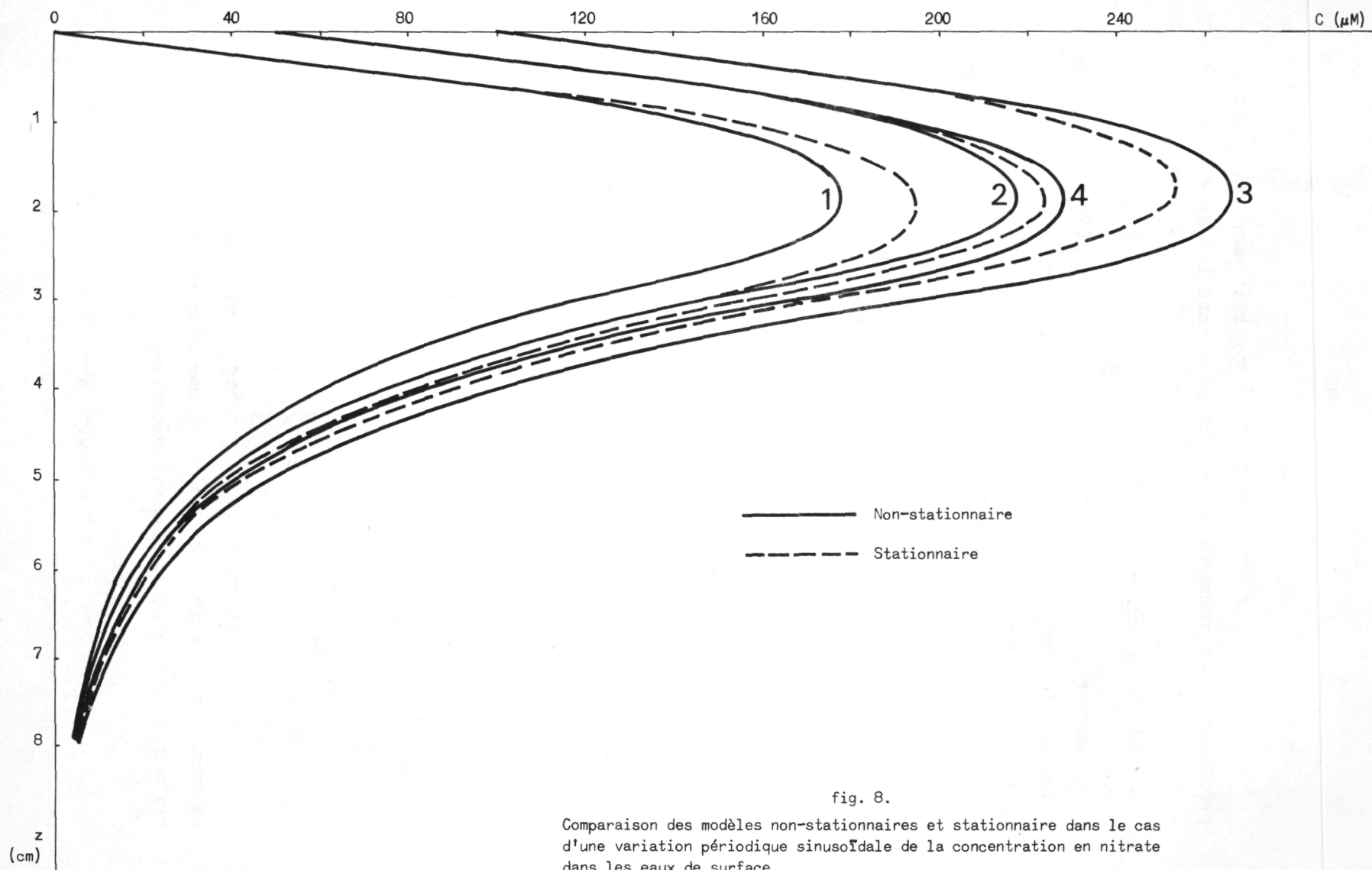
$$\alpha = \left\{ \frac{1}{2D} [k_d + (k_d^2 + \phi^2)^{\frac{1}{2}}] \right\}^{\frac{1}{2}} ,$$

$$\beta = \phi \{ 2D [k_d + (k_d^2 + \phi^2)^{\frac{1}{2}}] \}^{\frac{1}{2}} .$$

Les différents profils de concentration en nitrate ont été calculés pour $D = 2 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $k_n = 2 \times 10^{-6} \text{ moles} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$, $z_n = 3 \text{ cm}$, $k_d = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ et pour une variation sinusoïdale annuelle de C_0 de la forme

$$C_0 = 50 + 50 \sin \phi t \quad (C_0 \text{ en } \mu\text{M}) .$$

Les profils stationnaires pour les mêmes concentrations dans l'eau de surface ont également été représentés (fig. 8). La comparaison de ces deux réseaux de courbes montre que l'écart entre profils stationnaires et non-stationnaires reste, dans ces conditions, et pour ce type de variations, inférieur à 7 % de la concentration.



Le modèle stationnaire proposé apparaît donc comme une bonne approximation des phénomènes se déroulant dans les eaux interstitielles.

3.4.- Modèle ammonium

Berner (1974) suppose que l'activité ammonifiante est limitée selon une loi du premier ordre par le stock de matière organique azotée disponible et que celui-ci décroît exponentiellement avec la profondeur. De tels profils exponentiellement décroissant de la matière organique azotée dans la fraction solide des sédiments ne se rencontrent cependant pas en mer du Nord, probablement à cause des remaniements de sédiments dans les premiers centimètres. Il nous a donc paru plus simple, en attendant des données plus précises concernant la distribution verticale de l'activité ammonifiante, de la supposer égale à une valeur constante moyenne A sur une profondeur z_a en-dessous de laquelle l'activité est nulle (si une nitrification intervient simultanément, A désigne alors la différence entre ammonification et nitrification). L'équation diagénétique (2) s'écrit alors :

$$D \frac{d^2 \text{NH}_4^+}{dz^2} + A \epsilon(z) = 0$$

$$\begin{aligned} \text{avec} \quad \epsilon(z) &= 1 && \text{pour} && z < z_a \\ \epsilon(z) &= 0 && \text{pour} && z > z_a . \end{aligned}$$

La solution en est

$$\text{NH}_4^+ = \begin{cases} -\frac{A}{2D} z^2 + \frac{A}{D} z_a z + (\text{NH}_4^+)_0 & \text{pour } z < z_a \\ (\text{NH}_4^+)_0 + \frac{A}{2D} z_a^2 & \text{pour } z > z_a . \end{cases}$$

Cette solution est représentée graphiquement dans la figure 9 [courbe (a)] et comparée à celle d'un modèle où une même activité ammonifiante totale est supposée exponentiellement décroissante :

$$D \frac{d^2 \text{NH}_4^+}{dz^2} + 2 A \exp\left(-\frac{z}{\frac{z_a}{2}}\right) = 0$$

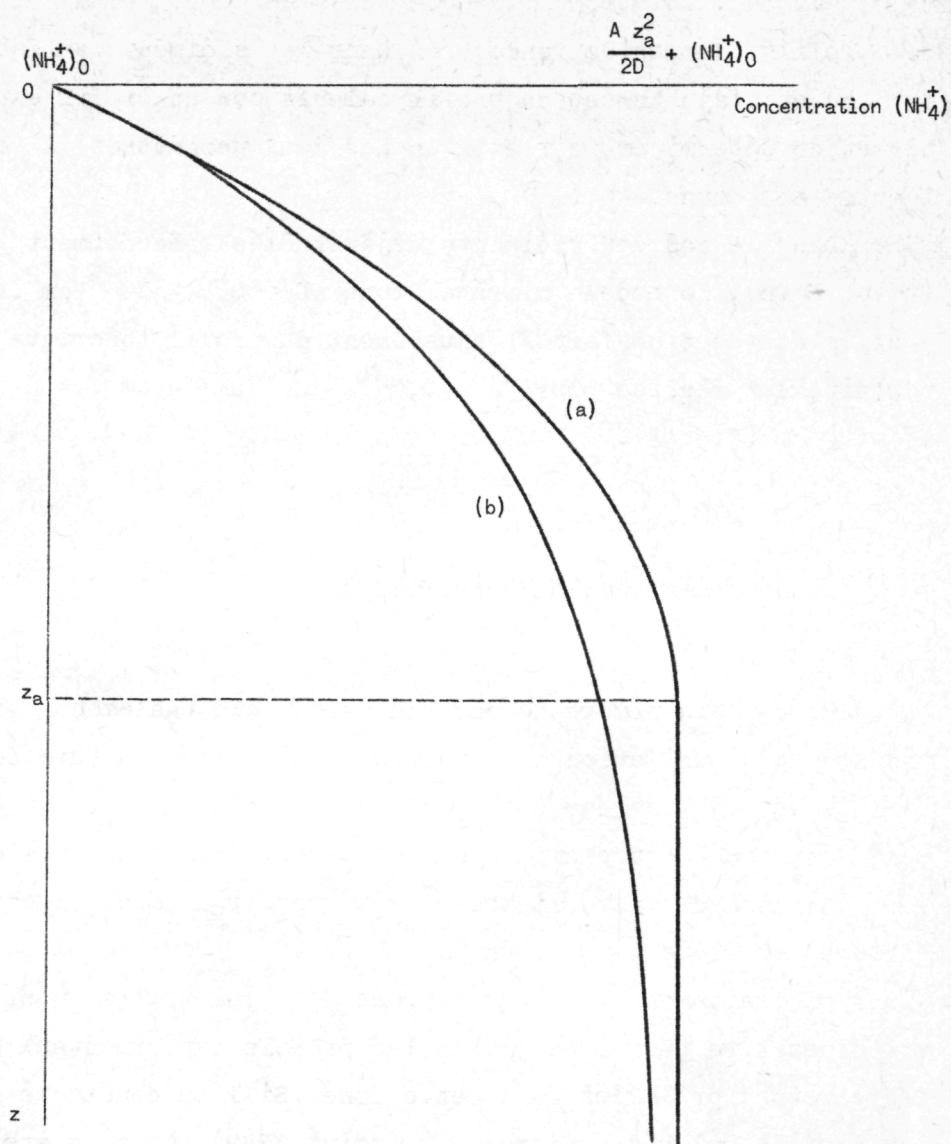


fig. 9.

Modèles théoriques de la distribution verticale des concentrations en ammonium dans l'eau interstitielle des sédiments.

dont la solution est [courbe (b)]

$$\text{NH}_4^+ = (\text{NH}_4^+)_0 + \frac{A z_a^2}{2D} \left[1 - \exp\left(-\frac{z}{\frac{z_a}{2}}\right) \right].$$

Ces deux solutions rendent très bien compte de l'allure générale des profils d'ammonium rencontrés dans les sédiments sableux de la mer du Nord et l'ajustement du profil calculé sur un profil expérimental permet de déterminer z_a et l'un des deux paramètres A ou D si l'autre est connu.

Dans le cas des sédiments déjà étudiés précédemment par exemple (point M 06), le modèle nitrate donne $D = 8,5 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le coefficient de transfert. L'ajustement du profil théorique est alors parfaitement réalisé pour $A = 0,05 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{mole} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ et $z_a = 10 \text{ cm}$ (fig. 3).

4.- Comportement des sédiments vaseux

4.1.- Introduction

Un certain nombre de carottages ont été également effectués dans une zone d'accumulation de vase prolongeant l'embouchure de l'estuaire de l'Escaut en face des côtes belges. On sait que cette région correspond à une zone peu profonde où se déposent des sédiments essentiellement composés de vases riches en matières organiques (jusqu'à 5 % en carbone organique).

Un traitement un peu différent de celui utilisé pour les sables est nécessaire pour interpréter les profils expérimentaux obtenus sur les carottes prélevées dans cette zone. Si l'on considère par exemple les profils relevés en mars 1974 (point 1349), on constate l'existence de discontinuités du gradient de concentration très marquées à une profondeur de l'ordre de 4 cm .

C'est le cas notamment pour les profils de silice, d'ammonium ou de sulfate (fig. 11 et 14). D'autre part, l'existence d'une transition brutale, à une profondeur de 3,5 cm , entre une couche de couleur brune et une couche plus profonde de couleur noire laisse supposer que des conditions aérobies sont réalisées dans la couche supérieure des sédiments malgré la quantité élevée de matières organiques présentes. Cette hypothèse est confirmée par la mesure du potentiel redox qui

atteint dans la couche supérieure des valeurs comprises entre 330 et 230 mV , et tombe à - 190 mV dans les couches plus profondes.

Dans les modèles exposés précédemment pour les sédiments sableux, on considère que les propriétés physiques responsables du transfert de matière ne sont pas fonction de la profondeur dans le sédiment. Cependant, ce type de modèle, valable pour les dépôts homogènes, ne permet pas de rendre compte de l'existence de discontinuités dans les gradients

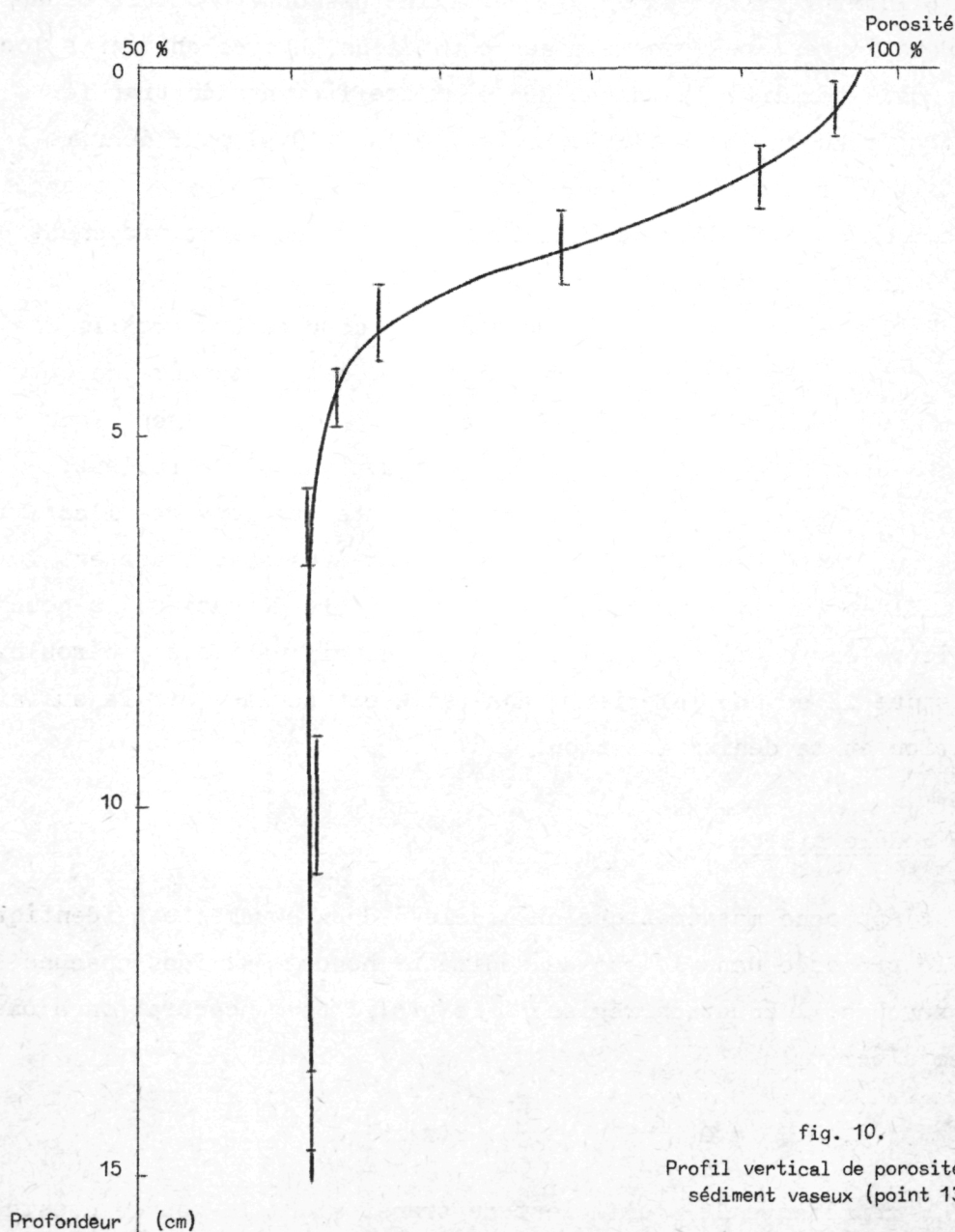


fig. 10.

Profil vertical de porosité d'un sédiment vaseux (point 1349)

de concentration. La décroissance continue de la porosité (fig. 10) et des perturbations mécaniques avec la profondeur laisse penser au contraire que le coefficient de transfert de masse est une fonction continue de la profondeur (*cf.* paragraphe 2). Cependant, une simplification du traitement mathématique a été apportée en considérant un système sédimentaire à deux couches, dans lequel chaque couche est caractérisée par un coefficient de transfert constant.

L'interprétation du profil de silice dissoute, dont le mécanisme de production est peu sensible aux conditions physico-chimiques locales, permet de déterminer la valeur des deux coefficients de transfert. Ce type d'approche a été utilisé par Peng *et al.* (1974) pour décrire le transfert de radon dans les couches de surface des océans, et appliqué par Hammond *et al.* (1975) pour prévoir le flux de radon provenant des sédiments estuariens.

Pour appliquer le même modèle à deux couches aux profils des autres nutriments, azotés en particulier, il est nécessaire en outre de considérer pour chacune des deux couches des différences fondamentales dans les processus microbiologiques qui s'y déroulent.

En effet, la disponibilité des oxydants qui gouverne l'activité biologique dans ces sédiments riches en matières organiques est fortement influencée par les propriétés de transfert de masse : la couche supérieure est entièrement aérobie et la nitrification s'y déroule, tandis que la couche inférieure anaérobie est dominée par la sulfato-réduction et la dénitrification.

4.2.- Modèle silice

L'approche mathématique du modèle à deux couches est identique à celle proposée dans le cas de sédiments homogènes. Dans chacune des deux couches, l'équation régissant le profil de concentration d'une espèce s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_i \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - W \frac{\partial C}{\partial z} + r(z)$$

où D_i représente le coefficient de transfert de la couche considérée.

La vitesse nette de production de silice dissoute résulte d'une compétition entre la dissolution d'opale hautement réactive et les processus de reprécipitation. Bien que ces derniers ne soient pas parfaitement compris, on admet généralement qu'en présence de minéraux argileux, la reprécipitation de silice dissoute due aux réactions avec la phase solide doit être prise en considération. On peut en outre montrer [Hurd (1973), Berner (1974), Fanning et Pilson (1974), Wollast (1974)] que la vitesse nette de production peut être simplement décrite par la relation cinétique :

$$r_{Si} = k_{Si} (Si_{\infty} - Si)$$

où k_{Si} est une constante cinétique apparente, Si est la concentration en silice dissoute et Si_{∞} la concentration en silice dissoute atteinte dans les couches profondes à l'état stationnaire.

Les équations décrivant le comportement de la silice dissoute dans les couches supérieures et inférieures s'écrivent donc, à l'état stationnaire :

$$D_i \frac{d^2(Si)}{dz^2} - w \frac{d(Si)}{dz} + k_{Si} (Si_{\infty} - Si) = 0 ,$$

de plus, les conditions aux limites suivantes sont imposées pour résoudre le système :

- a) $Si = Si_0$ (concentration dans l'eau de surface) pour $z = 0$,
- b) Si reste fini lorsque $z \rightarrow \infty$,
- c) à l'interface entre les couches supérieures et inférieures ($z = z_n$) , il n'y a pas de discontinuité dans le profil de concentration; d'autre part, les flux traversant l'interface sont conservatifs :

$$F(z_n) = - D_1 \left. \frac{d(Si)}{dz} \right|_{z_n,1} = - D_2 \left. \frac{d(Si)}{dz} \right|_{z_n,2} .$$

La solution du système d'équations s'écrit alors, pour la couche supérieure ($z < z_n$) :

$$Si = Si_{\infty} - (Si_{\infty} - Si_0) \left\{ \frac{\cosh[\alpha_1(z_n - z)] + \beta \sinh[\alpha_1(z_n - z)]}{\cosh(\alpha_1 z_n) + \beta \sinh(\alpha_1 z_n)} \right\} \exp\left(\frac{w}{2D_1} z\right) ,$$

pour la couche inférieure ($z > z_n$) :

$$Si = Si_{\infty} - (Si_{\infty} - Si_0) \frac{\exp(\frac{\omega}{2D_1} z_n)}{\cosh(\alpha_1 z_n) + \beta \sinh(\alpha_1 z_n)} \exp[(\frac{\omega}{2D_2} - \alpha_2)(z - z_n)]$$

avec $\alpha_1 = \left(\frac{\omega^2}{4D_1^2} + \frac{k_{Si}}{D_1} \right)^{\frac{1}{2}}$

$$\alpha_2 = \left(\frac{\omega^2}{4D_2^2} + \frac{k_{Si}}{D_2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

$$\beta = \frac{\alpha_2 D_2}{\alpha_1 D_1} .$$

On peut appliquer ce modèle aux résultats expérimentaux exposés ci-dessus, choisissant pour z_n une valeur égale à 3,5 cm, correspondant à la fois à la stabilisation du profil vertical de porosité et à la transition de couleur observée dans les carottes.

De nombreuses estimations ont été faites quant à la vitesse de dépôt pour la partie sud de la mer du Nord, et une valeur moyenne égale à 0,5 cm/an semble constituer la meilleure approximation [McCave (1973)]. Le coefficient de transfert de masse pour la couche inférieure peut être assimilé au coefficient de diffusion moléculaire. A la température moyenne du système (10 °C), et en prenant en considération la porosité et une estimation de la tortuosité de cette couche, le coefficient de transfert inférieur D_2 vaut environ $1 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ [Anikouchine (1967), Wollast et Garrels (1971), Hurd (1973), Berner (1974), Fanning (1974)].

Enfin, la valeur asymptotique de la concentration en silice dissoute, Si_{∞} , peut être déduite des profils expérimentaux : une valeur égale à 400 μM a été choisie pour la modélisation.

Dans ces conditions, les seuls paramètres non-déterminés sont D_1 et k_{Si} . Pour évaluer ces paramètres, un ensemble de courbes correspondant à différentes valeurs de k_{Si} et de D_1 ont été calculées (fig. 11 et 12). On voit immédiatement que le profil théorique de silice dissoute dans la couche inférieure des sédiments est extrêmement

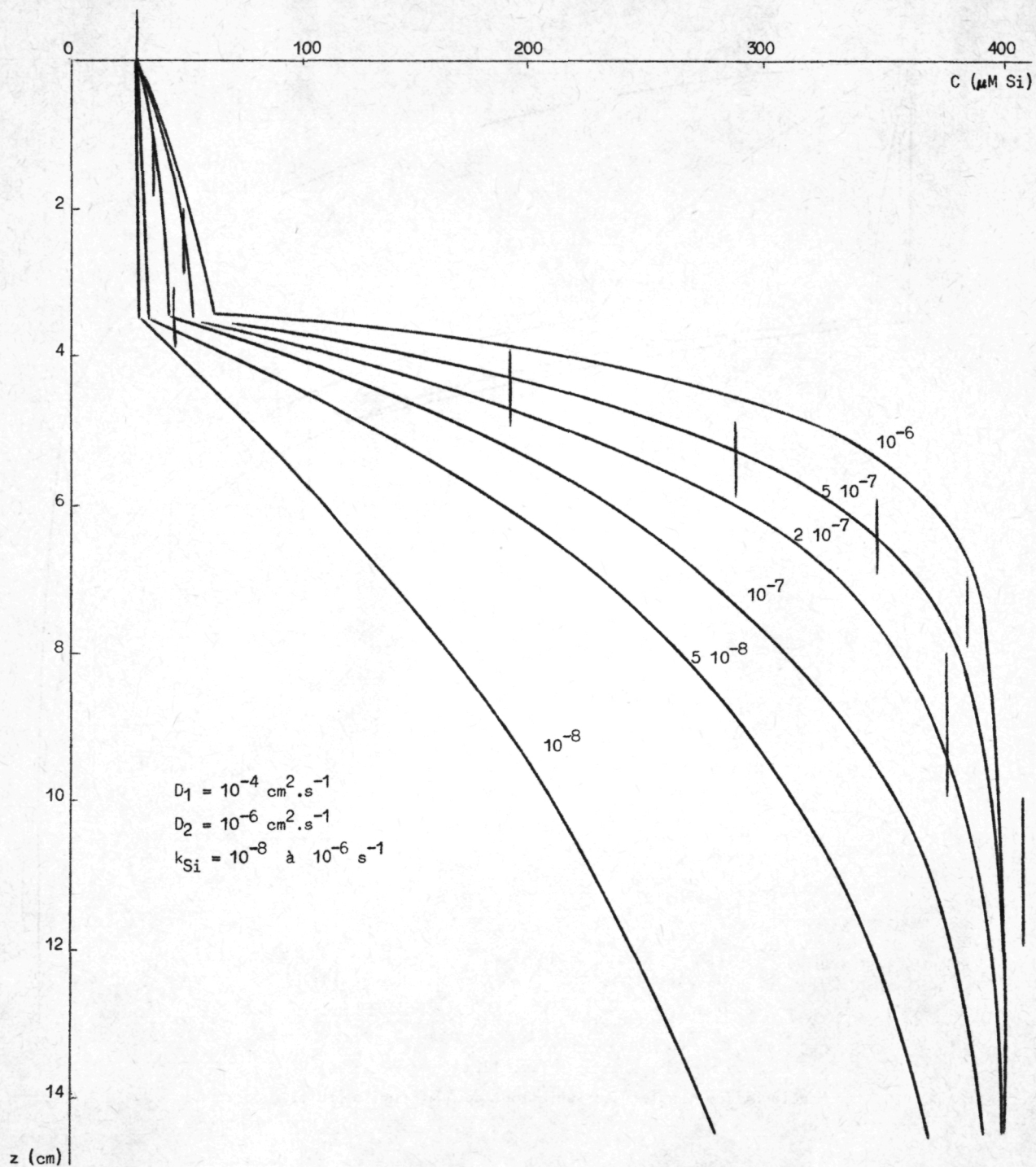


fig. 11.

Modèle Silice : effet des variations de k_{Si} sur le profil théorique

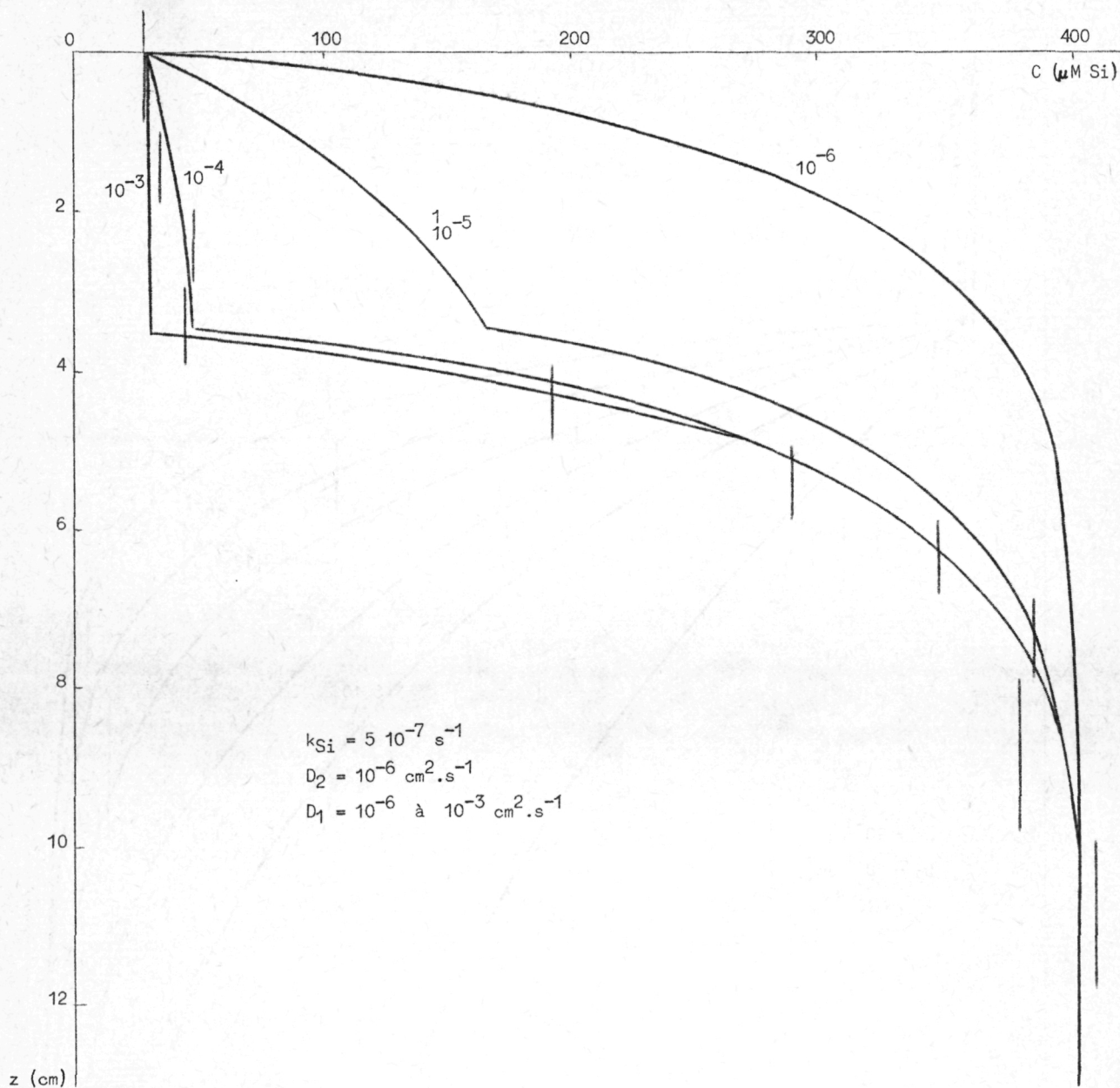


fig. 12.

Modèle Silice : effet des variations de D_1 sur le profil théorique

sensible aux variations de la constante cinétique k_{Si} , ce qui permet de choisir la valeur $k_{Si} = 5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Le meilleur ajustement pour la couche supérieure est alors atteint pour $D_1 = 1 \times 10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

La valeur de k_{Si} déduite de ces profils est en bon accord avec la valeur déterminée en laboratoire sur des diatomées par Grill et Richards (1964), et par Hurd (1972) sur des radiolaires : les vitesses nettes de dissolution obtenues au cours de ces expériences étaient respectivement égales à 2×10^{-7} et $7 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

Il faut par ailleurs noter que la vitesse de dépôt w peut être négligée devant les autres facteurs aussi longtemps qu'elle reste inférieure à 10 cm/an : dans le cas des sédiments étudiés, cette valeur ne doit donc pas être connue avec grande précision, puisque son ordre de grandeur est largement inférieur à cette limite.

On constate enfin que le coefficient de transfert pour la couche supérieure D_1 est 100 fois plus élevé que le coefficient D_2 relatif à la couche inférieure. Cet accroissement important n'est que partiellement dû aux variations de porosité et de tortuosité, qui peuvent expliquer un doublement du coefficient seulement. C'est donc principalement aux phénomènes advectifs induits dans la couche supérieure par les mouvements des eaux superficielles (cf. paragraphe 2) qu'il faut attribuer l'augmentation du coefficient de transfert.

Le modèle silice permet le calcul des flux traversant l'interface eau-sédiment :

$$F(0) = - D_1 \left. \frac{d(Si)}{dz} \right|_0$$

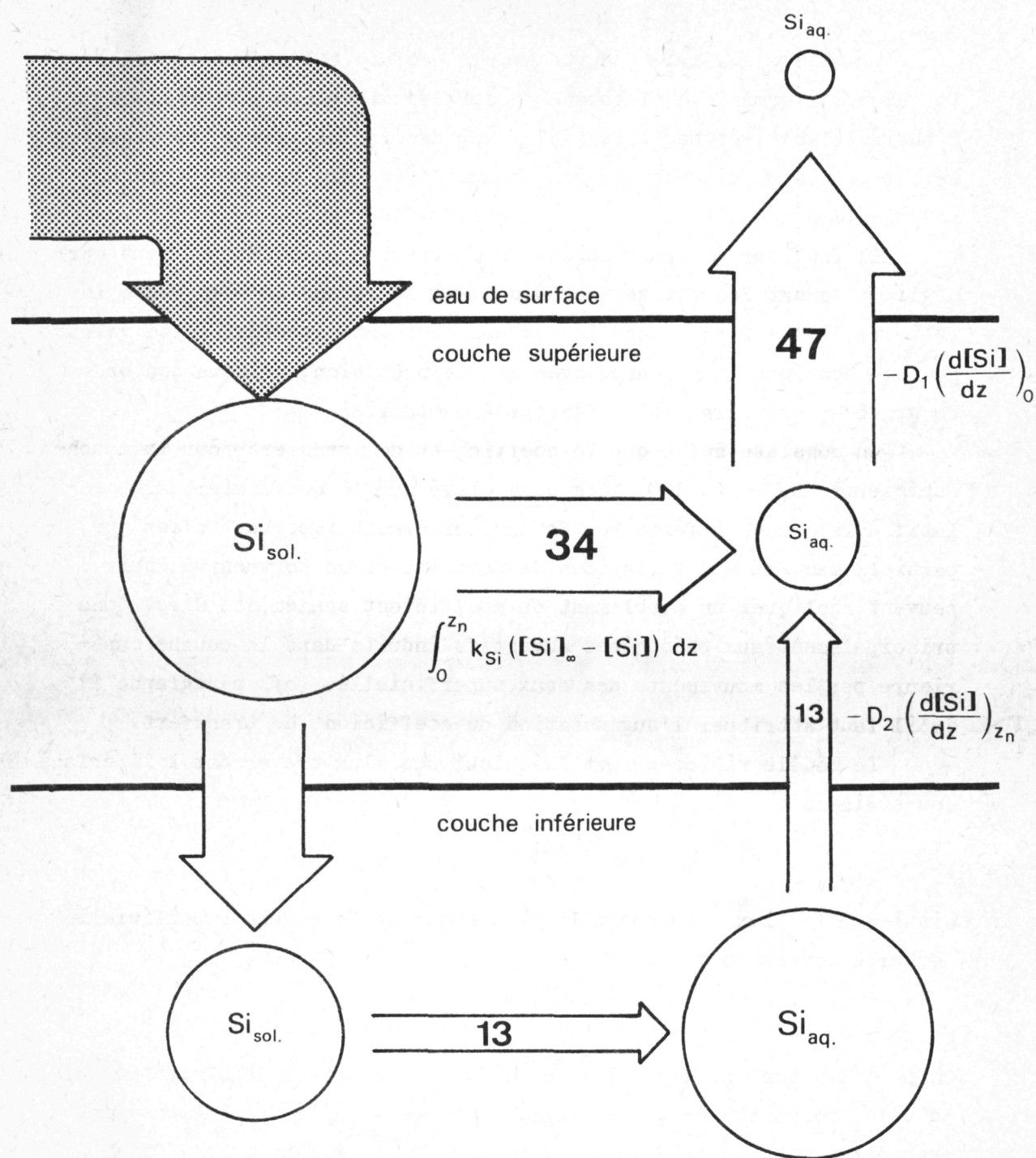
ainsi que le flux traversant le plan séparant la couche superficielle perturbée et la couche profonde :

$$F(z_n) = - D_2 \left. \frac{d(Si)}{dz} \right|_{z_n,2}$$

On peut d'autre part calculer la contribution totale de chaque couche dans la production nette de silice dissoute : ces contributions sont respectivement égales à :

$$\int_0^{z_n} k_{Si} (Si_{\infty} - Si) dz$$

pour la couche supérieure,



mg Si/m².jour

fig. 13.

Bilan des échanges de silice dans un sédiment sableux

$$\int_{z_n}^{\infty} k_{Si} (Si_{\infty} - Si) dz$$

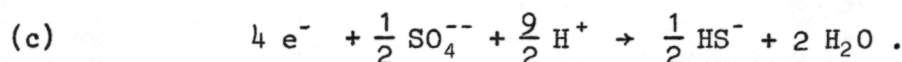
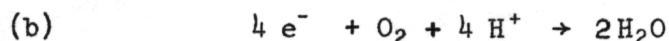
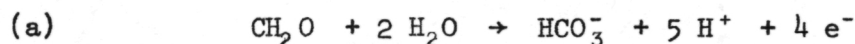
pour la couche inférieure.

Les différentes valeurs ainsi déterminées permettent d'établir le bilan général des transferts de silice dissoute au sein du sédiment et des échanges entre le sédiment et l'eau de surface (fig. 13). Il apparaît que 70 % du flux total de silice libérée par les sédiments proviennent de la dissolution au sein de la couche supérieure. En conséquence, les flux pourraient être sous-estimés d'un facteur 4 si cette couche supérieure n'était pas prise en considération suite à un prélèvement ou à un traitement des échantillons qui conduiraient à l'élimination de la couche de surface peu consolidée.

4.3.- Modèles cinétiques pour O_2 , SO_4^{--} , NO_3^- , NH_4^+

L'oxygène et les sulfates représentent les oxydants les plus importants pour l'activité biologique. L'oxyde de manganèse, les nitrates et l'hydroxyde de fer peuvent également jouer un rôle partiel dans l'oxydation de la matière organique contenue dans les sédiments, mais ils ne seront pas explicitement pris en compte dans les modèles simplifiés exposés ci-dessous.

Les résultats des mesures de potentiel redox, ainsi que les profils expérimentaux de sulfate (fig. 14) suggèrent que l'oxygène est disponible dans la couche supérieure et y empêche l'utilisation des sulfates, tandis que ces derniers constituent l'oxydant essentiel dans la couche inférieure. La dégradation bactérienne de la matière organique peut donc être représentée en couplant l'équation (a) avec l'équation (b) dans la couche supérieure, et avec l'équation (c) dans la couche inférieure :



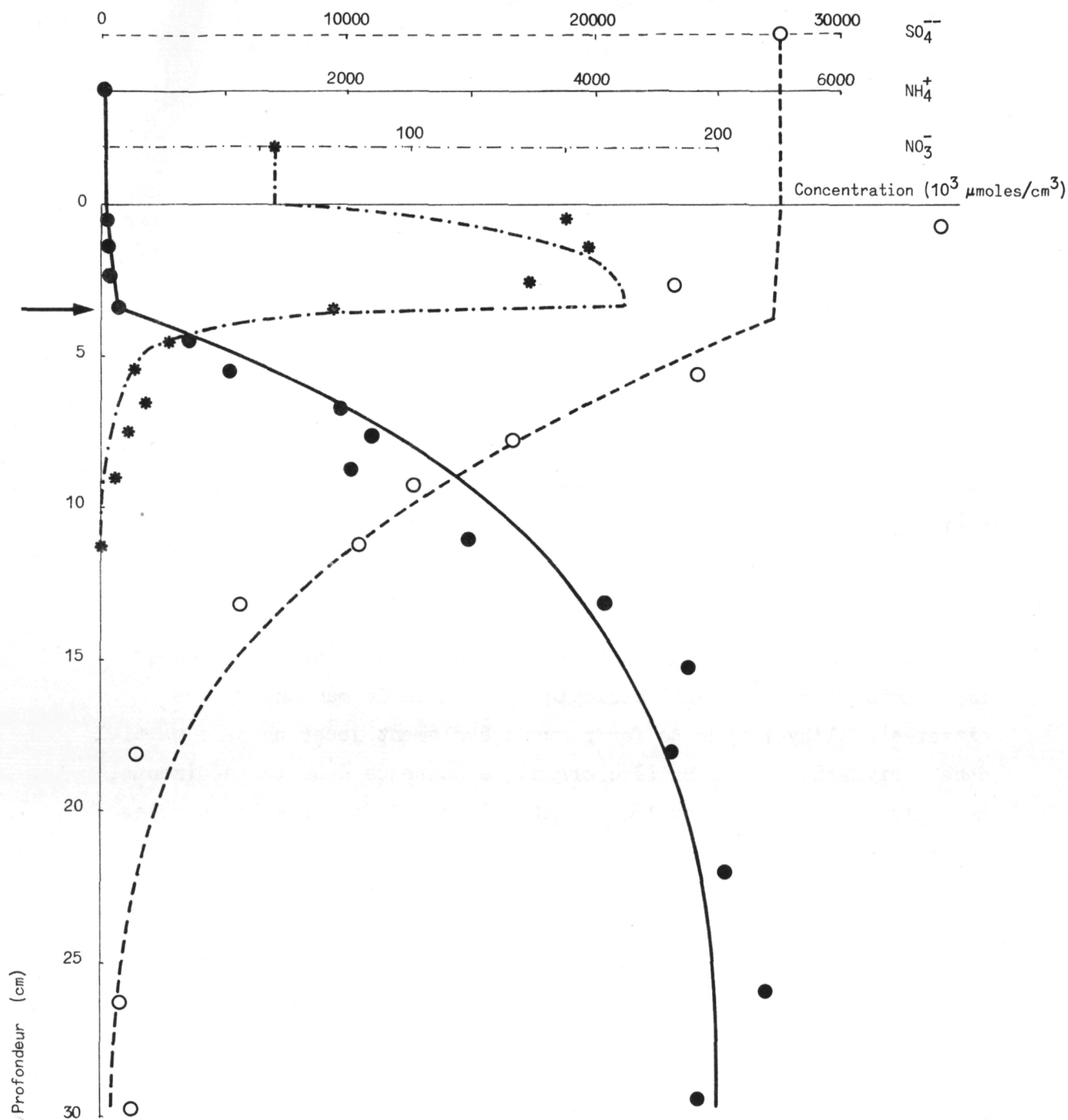


fig. 14.

Profil de concentration en sulfates, ammonium et nitrates dans l'eau interstitielle des sédiments vaseux de la mer du Nord et leur simulation mathématique.

Valeur des paramètres :

$0 < z < 3,5 \text{ cm}$

$$D_1 = 10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$k_{\text{NH}_4^+} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$k_{\text{NO}_3^-} = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$$

$z > 3,5 \text{ cm}$

$$D_2 = 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$k_{\text{SO}_4^{--}} = 2,5 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$$

$$k_{\text{NO}_3^-} = 5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$$

L'ammonification résultant de l'utilisation hétérotrophique des matières organiques sera donc contrôlée par la concentration en oxygène dans la couche supérieure, et par la concentration en sulfate dans la couche inférieure. D'autre part, la nitrification ne peut se dérouler que dans la couche supérieure aérobie, tandis que la dénitrification n'est possible que dans la couche inférieure.

4.3.1.- Oxygène

La façon la plus adéquate de décrire la vitesse de consommation d'oxygène serait d'utiliser une fonction de Michaelis-Menten. Cependant, pour des raisons de simplification mathématique, cette cinétique de Michaelis-Menten est approchée dans le modèle proposé par une cinétique d'ordre zéro pour des concentrations en oxygène supérieures à une valeur critique (environ 1 % de la saturation), et par une cinétique d'ordre 1 pour des concentrations inférieures à cette limite. De plus, on suppose que la valeur critique est atteinte à l'interface zone supérieure-zone inférieure, de telle sorte que :

$$\begin{array}{lll} r_{O_2} = - k_{O_2} & \text{pour} & z < z_n \\ r_{O_2} = - k'_{O_2} [O_2] & \text{pour} & z > z_n \end{array}$$

4.3.2.- Sulfates

Dans les modèles cinétiques proposés par Berner (1964, 1974), on postule que la vitesse de réduction des sulfates est du premier ordre par rapport à la concentration de la fraction de matières organiques utilisées par les bactéries sulfo-réductrices. Cependant dans le cas de sédiments riches en matières organiques comme ceux étudiés ici, la teneur en matières organiques ne diminue que de 15 à 20 % à une profondeur de 25 cm, alors que les sulfates ont été entièrement consommés à cette profondeur.

Il semble donc plus vraisemblable de postuler que la vitesse de dégradation de la matière organique est contrôlée par la disponibilité en oxydants plutôt que par la concentration en matières organiques. La

vitesse de réduction des sulfates sera donc considérée comme du premier ordre par rapport à la concentration en sulfates.

$$\begin{aligned} r_{SO_4} &= 0 & \text{pour} & & z < z_n \\ r_{SO_4} &= -k_{SO_4} [SO_4] & \text{pour} & & z > z_n . \end{aligned}$$

4.3.3.- Nitrate

Un modèle identique à celui exposé dans le cas des sédiments sableux peut être appliqué ici. On suppose donc que la nitrification se déroule dans la couche supérieure selon une cinétique d'ordre zéro, tandis que la couche inférieure est le siège d'une dénitrification d'ordre 1 :

$$\begin{aligned} r_{NO_3} &= k_{NO_3} & \text{pour} & & z < z_n \\ r_{NO_3} &= -k'_{NO_3} [NO_3] & \text{pour} & & z > z_n . \end{aligned}$$

4.3.4.- Ammonium

La production d'ammonium résultant de l'activité hétérotrophe, la vitesse du processus est liée à la vitesse de consommation d'oxygène dans la couche supérieure et à la vitesse de réduction des sulfates dans la couche inférieure. D'autre part, un terme de consommation lié à la nitrification dans la couche supérieure doit également être pris en considération.

De nombreux travaux ont montré que la dénitrification se déroulant dans les eaux naturelles et les sédiments ne conduit pas à la formation d'ammonium, mais principalement d'azote [Chen *et al.* (1972), Wheatland *et al.* (1959), Chan et Campbell (1973)]. Il ne faut donc pas tenir compte d'un terme de production supplémentaire dans la couche inférieure :

$$\begin{aligned} r_{NH_4} &= -k_{NO_3} + k_{NH_4} & \text{pour} & & z < z_n \\ r_{NH_4} &= \alpha k_{SO_4} [SO_4^{--}] & \text{pour} & & z > z_n . \end{aligned}$$

où α est le rapport stoechiométrique existant entre la production d'ammonium et l'utilisation des sulfates lors de la dégradation anaérobie des matières organiques.

Il est important d'insister sur le fait que les expressions des vitesses des processus microbiologiques proposées ci-dessus ne sont que la schématisation d'une réalité beaucoup plus complexe. La plupart des transformations évoquées résultent en fait de l'action complémentaire de nombreuses espèces bactériennes, chacune de ces espèces utilisant les composés métabolisés par les espèces précédentes. Un exemple simple et bien connu est le processus de nitrification résultant de l'action de deux espèces bactériennes, l'une oxydant l'ammoniaque en nitrite, et l'autre oxydant le nitrite en nitrate.

La modélisation proposée ne constitue donc pas une description des mécanismes métaboliques complexes se déroulant le long de la chaîne bactérienne, en revanche, elle vise à rendre compte le plus simplement possible des étapes limitantes les plus probables des différentes réactions.

Les équations différentielles décrivant le comportement des différentes espèces sont reprises au tableau 1 et leurs solutions analytiques au tableau 2. On voit que onze paramètres (z_n , ω , D_1 , D_2 , k_{O_2} , k'_{O_2} , k_{SO_4} , k_{NO_3} , k'_{NO_3} , k_{NH_4} , α) doivent être fixés pour

Tableau 1

	Upper layer ($z < z_n$)	Lower layer ($z > z_n$)
Oxygen	$D_1 \frac{d^2[O_2]}{dz^2} - \omega \frac{d[O_2]}{dz} - k_{O_2} = 0$	$D_2 \frac{d^2[O_2]}{dz^2} - \omega \frac{d[O_2]}{dz} - k'_{O_2} [O_2] = 0$
Sulfate	$D_1 \frac{d^2[SO_4]}{dz^2} - \omega \frac{d[SO_4]}{dz} = 0$	$D_2 \frac{d^2[SO_4]}{dz^2} - \omega \frac{d[SO_4]}{dz} - k_{SO_4} [SO_4] = 0$
Nitrate	$D_1 \frac{d^2[NO_3]}{dz^2} - \omega \frac{d[NO_3]}{dz} + k_{NO_3} = 0$	$D_2 \frac{d^2[NO_3]}{dz^2} - \omega \frac{d[NO_3]}{dz} - k'_{NO_3} [NO_3] = 0$
Ammonium	$D_1 \frac{d^2[NH_4]}{dz^2} - \omega \frac{d[NH_4]}{dz} - k_{NO_3} + k_{NH_4} = 0$	$D_2 \frac{d^2[NH_4]}{dz^2} - \omega \frac{d[NH_4]}{dz} + \alpha k_{SO_4} [SO_4] = 0$

Tableau 2

Solution of the differential equations of table 1

Oxygen Upper layer

$$[O_2]_1 = \frac{k_{O_2}}{2 D_1} z^2 + Az + [O_2]_0$$

Lower layer

$$[O_2]_2 = B e^{-\left(\frac{k'_{O_2}}{D_2}\right)^{\frac{1}{2}} (z - z_n)}$$

with

$$A = \frac{-\frac{k_{O_2}}{D_1} \left\{ \frac{z_n^2}{2} + z_n \left(\frac{D_2}{k'_{O_2}} \right) \right\} - [O_2]_0}{\left(\frac{D_2}{k'_{O_2}} \right)^{\frac{1}{2}} + z_n}$$

$$B = \frac{k_{O_2}}{2 D_1} z_n^2 + Az_n + [O_2]_0$$

Sulfate Upper layer

$$[SO_4]_1 = [SO_4]_0 e^{\frac{\omega}{2D_1} z} \frac{\omega \operatorname{ch} \left\{ \frac{\omega}{2D_1} (z - z_n) \right\} - \beta \operatorname{sh} \left\{ \frac{\omega}{2D_1} (z - z_n) \right\}}{\omega \operatorname{ch} \left(\frac{\omega}{2D_1} z_n \right) + \beta \operatorname{sh} \left(\frac{\omega}{2D_1} z_n \right)}$$

Lower layer

$$[SO_4]_2 = [SO_4]_0 e^{\frac{\omega}{2D_1} z_n} \frac{\omega e^{\frac{\gamma}{2D_2} (z - z_n)}}{\omega \operatorname{ch} \left(\frac{\omega}{2D_1} z_n \right) + \beta \operatorname{sh} \left(\frac{\omega}{2D_1} z_n \right)}$$

with

$$\beta = (\omega^2 + 4 k_{SO_4} D_2)^{\frac{1}{2}}$$

$$\gamma = \omega - \beta$$

Nitrate Upper layer

$$[\text{NO}_3]_1 = -\frac{k_{\text{NO}_3}}{2 D_1} z^2 + Az + [\text{NO}_3]_0$$

Lower layer

$$[\text{NO}_3]_2 = B e^{-\left(\frac{k'_{\text{NO}_3}}{D_2}\right)^{\frac{1}{2}} (z - z_n)}$$

with

$$A = \frac{\frac{k_{\text{NO}_3}}{D_1} \left\{ \frac{z_n^2}{2} + z_n \left(\frac{D_2}{k'_{\text{NO}_3}} \right)^{\frac{1}{2}} \right\} - [\text{NO}_3]_0}{\left(\frac{D_2}{k'_{\text{NO}_3}} \right)^{\frac{1}{2}} + z_n}$$

$$B = -\frac{k_{\text{NO}_3}}{2 D_1} z_n^2 + Az_n + [\text{NO}_3]_0$$

Ammonium Upper layer

$$[\text{NH}_4]_1 = [\text{NH}_4]_0 - \alpha [\text{SO}_4]_0 \left[e^{\frac{\omega}{2D_1} z} \frac{\omega \text{ch}\left\{\frac{\omega}{2D_1}(z - z_n)\right\} - \beta \text{sh}\left\{\frac{\omega}{2D_1}(z - z_n)\right\}}{\omega \text{ch}\left(\frac{\omega}{2D_1} z_n\right) + \beta \text{sh}\left(\frac{\omega}{2D_1} z_n\right)} - 1 \right] + \frac{h}{\omega^2} e^{-\frac{\omega}{D_1} z} (1 - e^{\frac{\omega}{D_1} z}) + \frac{h}{\omega} z$$

Lower layer

$$[\text{NH}_4]_2 = [\text{NH}_4]_0 - \alpha [\text{SO}_4]_0 \left[e^{\frac{\omega}{2D_1} z_n} \frac{\omega e^{\frac{\gamma}{2D_2} (z - z_n)}}{\omega \text{ch}\left(\frac{\omega}{2D_1} z_n\right) + \beta \text{sh}\left(\frac{\omega}{2D_1} z_n\right)} - 1 \right] + \frac{h}{\omega^2} e^{-\frac{\omega}{D_1} z_n} (1 - e^{\frac{\omega}{D_1} z_n}) + \frac{h}{\omega} z_n$$

with

$$h = k_{\text{NH}_4} - k_{\text{NO}_3}$$

β, γ as above

calculer les profils verticaux de concentration. Sur ces onze paramètres, quatre ont été déterminés par le modèle silice (z_n , ω , D_1 , D_2). Un paramètre supplémentaire α peut en outre être facilement estimé.

La mesure de l'alcalinité et l'ammonium dans l'eau interstitielle de la couche inférieure (fig. 15) montre qu'une mole d'ammonium est

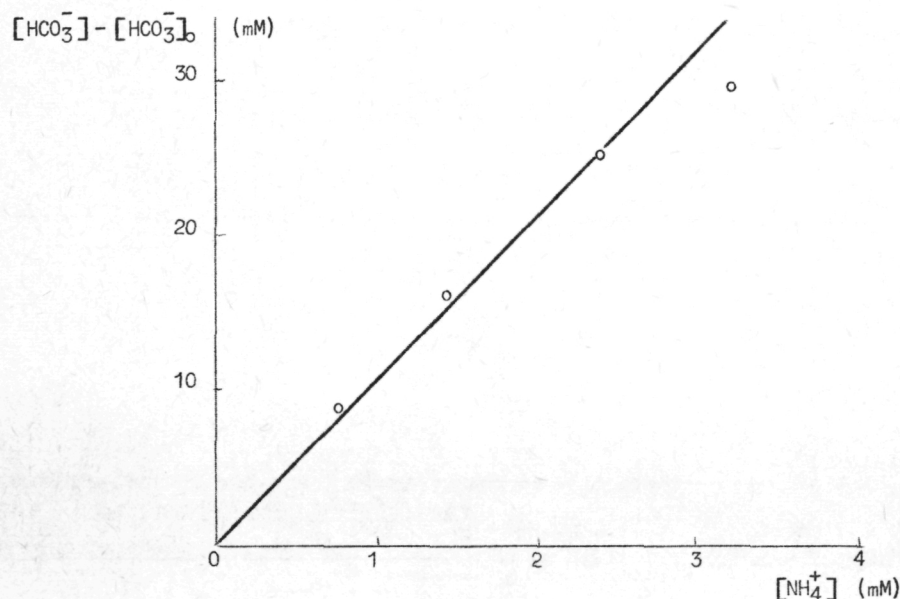
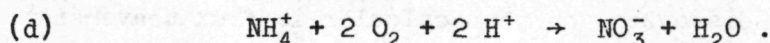


fig. 15.

Relation entre alcalinité et ammonium dans les eaux interstitielles de la couche inférieure d'un sédiment vaseux

produite pour 11 moles de carbone organique oxydées. Cette valeur est en bon accord avec les rapports carbone/azote cités par Emery (1960) [11,2 dans la couche de sédiments jusqu'à 35 cm de profondeur]. On sait également que ce rapport peut varier largement dans les premiers centimètres des sédiments en raison de la dégradation rapides des acides aminés [Berner (1972)]. En conséquence, on a fixé au rapport C/N des valeurs respectivement égales à 8 et 11 pour la couche supérieure et la couche inférieure. Si l'on considère en plus la stoechiométrie des réactions (a) et (c), la valeur de α est donc égale à $\frac{2}{11}$, soit environ 0,18.

D'autre part, une relation supplémentaire existe entre trois autres paramètres (k_{O_2} , k_{NO_3} , k_{NH_4}) : en effet, la consommation d'oxygène résulte à la fois de l'activité hétérotrophe aérobie [réactions (a) et (b)] et la nitrification [réaction (d)] :



Pour un rapport moyen C/N égal à 8 dans la couche supérieure, et en tenant compte de la stoechiométrie des réactions couplées (a) et (b) ainsi que de la réaction (d), on peut écrire :

$$(4) \quad k_{O_2} = 8 k_{NH_4} + 2 k_{NO_3} .$$

Les paramètres non déterminés doivent maintenant être choisis de façon à simuler les trois profils expérimentaux (SO_4^{--} , NO_3^- , NH_4^+). En ce qui concerne l'oxygène, pour lequel on ne dispose pas de profils expérimentaux, un certain nombre de contraintes peuvent être formulées : la concentration en oxygène à l'interface eau-sédiment est supposée égale à la saturation (340 μM). Elle est inférieure à 1 % de la valeur de la saturation dans la couche anaérobie.

La figure 14 compare les profils théoriques calculés d'après les équations proposées aux profils expérimentaux. Le meilleur ajustement est obtenu pour les valeurs suivantes des paramètres :

$$\begin{aligned} k_{O_2} &= 5,0 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles.cm}^{-3}.\text{s}^{-1} \\ k'_{O_2} &= 1,5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1} \\ k_{SO_4} &= 2,5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1} \\ k_{NO_3} &= 1,5 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles.cm}^{-3}.\text{s}^{-1} \\ k'_{NO_3} &= 5,0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1} \\ k_{NH_4} &= 2,0 \times 10^{-6} \text{ } \mu\text{moles.cm}^{-3}.\text{s}^{-1} . \end{aligned}$$

Il faut remarquer que la valeur de la constante k_{O_2} est 3,5 fois trop petite pour satisfaire la relation (4), probablement parce que d'autres oxydants peuvent être utilisés dans la couche supérieure [MnO_2 , NO_3^- , $Fe(OH)_3$]. Si ces oxydants sont utilisés de manière séquentielle comme dans l'estuaire de l'Escaut [Billen et Smitz (1975)],

un modèle multicouche serait nécessaire pour décrire la totalité des phénomènes. Cependant, les résultats expérimentaux ne permettent pas, à l'heure actuelle, d'élaborer un tel modèle.

A partir des équations décrivant les profils verticaux théoriques des différentes espèces dissoutes, on peut calculer le flux traversant l'interface eau-sédiment et établir des bilans similaires à celui proposé pour la silice. Le calcul de ces bilans fait l'objet du chapitre III, volume 10. On trouvera également dans ce chapitre une discussion détaillée concernant les valeurs des paramètres cinétiques déterminés sur un certain nombre de carottes par l'application des modèles proposés ci-dessus.

De manière générale, on peut dire que la contribution de la couche supérieure des sédiments dans les processus diagénétiques précoces est bien plus importante que celle des sédiments sous-jacents, notamment en ce qui concerne la dégradation de la matière organique. Il est probable que l'influence de la couche perturbée est plus marquée dans les régions côtières que dans les zones océaniques profondes, car l'existence même de cette couche est liée aux effets des courants de fond ou à une activité benthique intense.

Références

- ANIKOUCHINE, W.A., (1967). Dissolved chemical substances in compacting marine sediments, *J. Geophys. Res.*, 12, 505-509.
- BERNER, R.A., (1964). An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1497-1503.
- BERNER, R.A., (1971). *Principles of chemical sedimentology*, McGraw-Hill, New York.
- BERNER, R.A., (1972). Sulfate reduction, pyrite formation and the oceanic sulfur budget, in *Nobel Symposium 20, The changing chemistry of the oceans*, D. Dyrssen et D. Jagner (eds), Stockholm, Almquist et Wiksell, 347-261.

- BERNER, R.A., (1974). *Kinetic model for early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorus and silicon in anoxic marine sediments*, in *The Sea*, vol. 5, E.D. Goldberg (ed), J. Wiley.
- BILLEN, G., (1975a). Nitrification in the Scheldt Estuary, *Est. Coast Mar. Sci.*, 3, 79-89.
- BILLEN, G., (1975b). Evaluation of nitrifying activity in sediments by dark ^{14}C -bicarbonate incorporation, *Water Res.*, 10, 51-57.
- BILLEN, G. et SMITZ, J., (1975). *A mathematical model of microbial and chemical oxidation-reduction processes in the Scheldt estuary*, in *Math. Model Sea*, (1974), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, C:1.
- CHAN, Y.K. et CAMPBELL, N.E.R., (1973). A rapid gas extraction technique for the quantitative study of denitrification in aquatic systems by N-isotope ratio analysis, *Can. J. Microbiol.*, 20, 275-281.
- CHEN, R.L., KEENEY, D.R., KONRAD, J.C., HOLDING, A.J. et GRAETZ, D.A., (1972). Gas production in sediments of lake Mendota, Wisconsin, *J. Environ. Qual.*, 1, 155-157.
- EMERY, K.O., (1960). *The sea off Southern California*, Wiley, New York.
- FANNING, K.A. et PILSON, M.E.Q., (1974). The diffusion of dissolved silica out of deep sea sediments, *J. Geophys. Res.*, 79, 1293-1297.
- GORING, C.A.I., (1962). Control of nitrification by 2-Chloro-6-(trichloromethyl) pyridine, *Soil Sci.*, 93, 211-218.
- GRILL, E.V. et RICHARDS, F.A., (1964). Nutrients regeneration from phytoplankton decomposing in sea water, *J. Mar. Res.*, 22, 51-69.
- GUINASSO, N.L. et SCHINK, D.R., (1975). *Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments*, in press.
- GUNDERSEN, K. et MOUNTAIN, C.W., (1973). Oxygen utilisation and pH change in the ocean resulting from biological nitrate formation, *Deep Sea Res.*, 20, 1083-1091.
- HAMMOND, D.E., and MATHIEU, G., (1975). Methane and radon-222 as tracers for mechanisms of exchange across the sediment-water interface in the Hudson River Estuary, *Am. Chem. Soc.*, in press
- HURD, D.C., (1973). Interaction of biogenic opal sediments and sea water in the central equatorial Pacific, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2257-2282.

- KUZNETSOV, S.I., (1968). Recent studies on the role of microorganisms in the cycling of substances in lakes, *Limnol. Oceanogr.*, 13, 211-224.
- McCAVE, I.N., (1973). *Mud in the North Sea*, in *North Sea Science*, E.D. Goldberg (ed), MIT Press, Cambridge.
- PAINTER, H.A., (1970). A review of literature on inorganic nitrogen metabolism in microorganisms, *Water Res.*, 4, 393-450.
- PENG, T.H., TAKAHASHI, T. et BROECKER, W.S., (1974). Surface radon measurements in the North Pacific station Papa, *J. Geophys. Res.*, 79, 1772-1780.
- REID, R.O. et KAJIURA, K., (1957). On the damping of gravity waves over a permeable sea bed, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 38, 662-666.
- REIDL, R.J., HUANG, N. et MACHAN, R., (1972). The subtidal pump : a mechanism of interstitial water exchange by wave action, *Mar. Biol.*, 13, 210-221.
- RITTENBERG, S.C., EMERY, K.O. et ORR, W.L., (1955). Regeneration of nutrients in sediments of marine basins, *Deep Sea Res.*, 3, 23-45.
- SHATTUK, G.E. et ALEXANDER, M., (1963). A differential inhibitor of nitrifying microorganisms, *Soil Sci. Soc. Proc.*, 600-601.
- SMITH, D.W., FLIERMANS, C.B. et BROCK, T.D., (1972). Technique for measuring $^{14}\text{CO}_2$ uptake by soil microorganisms *in situ*, *Appl. Microbiol.*, 23, 595-600.
- STEELE, J.H., MUNRO, A.L.S., et GIESE, G.S., (1970). Environmental factors controlling the epipsammic flora on beach and sublittoral sands, *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 50, 907-918.
- STUMM, W., (1966). Redox potential as an environmental parameter : conceptual significance and operational limitation, *Proc. Int. Water Poll. Res. Conf. (Munich)*, 1, 283-308.
- VERSTRAETE, W. et ALEXANDER, M., (1973). Heterotrophic nitrification in samples of natural ecosystems, *Environ. Sci. Technol.*, 7, 39-42.
- WEBB, J.E. et THEODOR, J., (1968). Irrigation of submerged marine sands through wave action, *Nature*, (London), 220, 682-683.
- WEBB, J.E. et THEODOR, J.L., (1972). Wave-induced circulation in submerged sands, *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 52, 903-914.

- WHEATLAND, A.B., BARRETT, M.S. et BRUCE, A.M., (1959). Some observations on denitrification in rivers and estuaries, *J. Inst. Sewage Purif.*, Pt2, 149-159.
- WOLLAST, R. et GARRELS, R.M., (1971). Diffusion coefficient of silica in seawater, *Nature*, 229, 94.
- WOLLAST, R., (1974). *The silica problem*, in *The Sea*, vol. 5, E.D. Goldberg (ed), J. Wiley, New York.
- ZOBELL, C.E., (1935). Oxidation-reduction potentials and the activity of marine nitrifiers, *J. Bact.*, 29, 78.

Hoofdstuk V

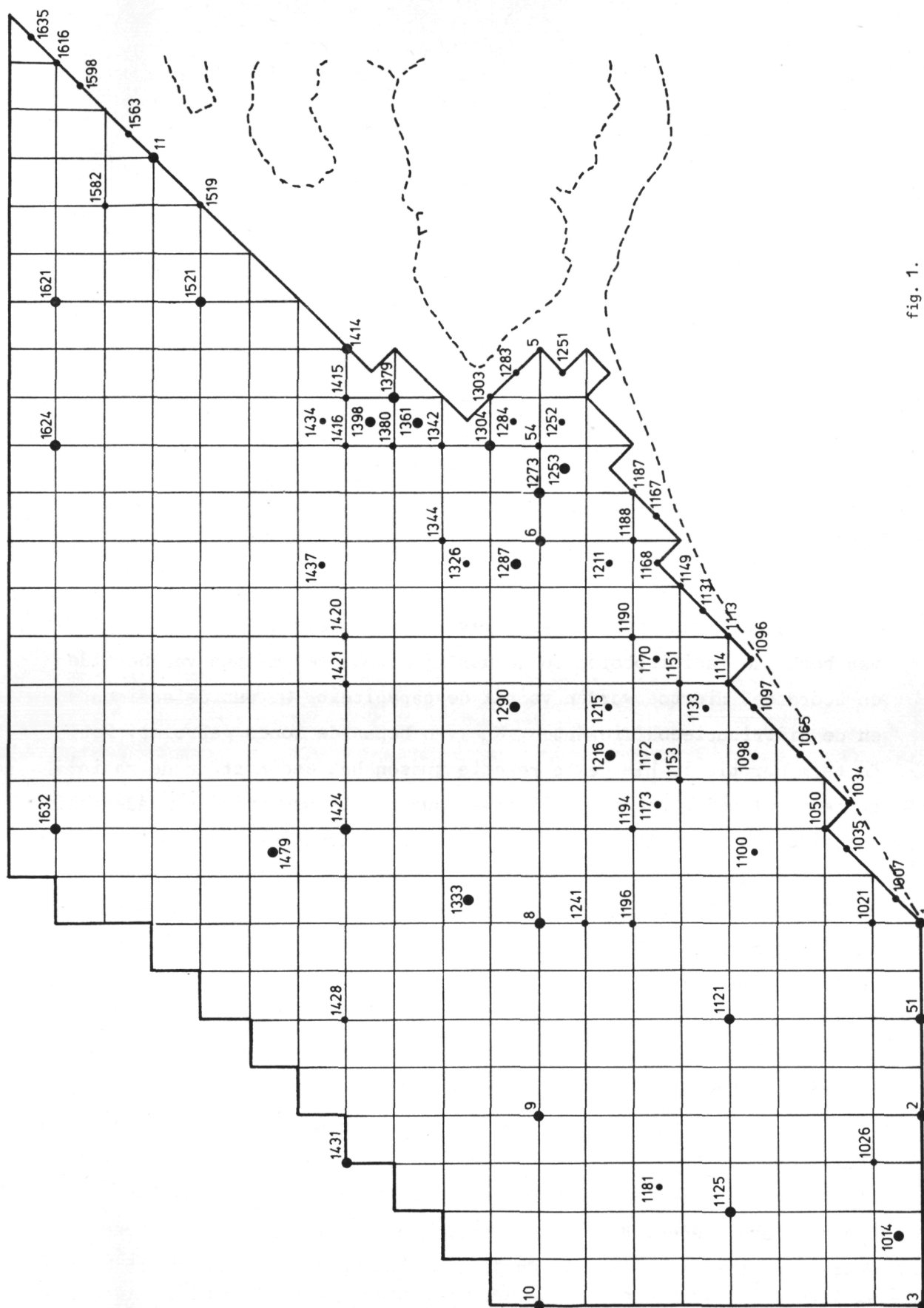
Sorptie-eigenschappen van sedimenten

door

A. BASTIN en M. MEEUSSEN

Het doel van dit werk is gegevens te verzamelen over de sorptie van bepaalde radioisotopen op natuurlijke bodemsedimenten van Schelde en Noordzee. Hiertoe worden vooral de capaciteit Q van de sedimenten en de distributiecoëfficiënten K_d van bepaalde ionen gebruikt. Met de term sorptie is hier elke reactie tussen het sediment en de radioactieve oplossing bedoeld, hij omvat dus zowel absorptie- als adsorptie-reacties. De hoeveelheid van een bepaalde radioactieve stof die door sedimenten kan opgenomen worden, hangt niet alleen van de fysische en scheikundige eigenschappen van het ion en het sediment af, maar ook van tal van omgevingsfactoren. Voor radionucliden in de kationvorm, wat meest voorkomt, zijn de sorptie aan de sedimenten en de uitwisselingsevenwichten tussen sediment en water van groot belang.

Ongeveer honderd bodemonsters van het duizendpuntennet werden onderzocht. Hun sorptie-eigenschappen ten overstaan van caesium, cobalt, cadmium, strontium, mangaan en zink werden bestudeerd. De volgende waarden werden bepaald : de capaciteit tegenover een 1 N oplossing en de distributiecoëfficiënt in zeewater tegenover hetzelfde ion in tracer hoeveelheden. Voor deze bepalingen gebruikten we altijd radioactieve tracers n.l. Cs 137, Cs 134, Co 60, Cd 109, Mn 54, Sr 85 en Zn 65.



Figuur 1 toont de onderzochte monsters en hun plaats in het duizendpuntennet. De meeste sedimenten komen van plaatsen dicht tegen de kust omdat we in het begin vooral klei- en siltmonsters hebben bestudeerd wier eigenschappen veel sterker uitgesproken zijn dan die der zandige monsters. Slechts later hebben we ook deze laatsten in het onderzoek opgenomen om een beter beeld van de veranderingen over het gaanse meetnet te bekomen.

Behandeling van de sedimenten

De monsters werden, minstens gedurende een week, gedroogd bij een temperatuur van 50°C . Daarna worden ze in een mortier fijngemalen. Van een deel van het monster werd de fractie $< 150 \mu$ door droge zifting verkregen, van een ander deel de fractie $< 300 \mu$. Beide fracties zullen onderzocht worden bij de bepaling van de capaciteit en de distributiecoëfficiënten. Het zeewater werd gefilterd onmiddellijk na het binnenkomen en telkens juist voor het gebruik in de proeven.

De capaciteitsbepaling van de sedimenten

De capaciteit geeft de potentiële sorptie-eigenschappen van het sediment aan. De bepalingen werden gedaan met oplossingen van 1 N.

Ongeveer 0,2 g sediment werd afgewogen in een proefbuisje. Door wassen met gedemineraliseerd water worden de ionen in overmaat verwijderd. Hiertoe werden $\pm 5 \text{ ml}$ water toegevoegd, het proefbuisje werd terdege gedurende een tiental minuten geschud en dan gecentrifugeerd. De bovenstaande oplossing werd afgegoten. Dit werd herhaald tot het waswater chloride vrij was. Nu werd een oplossing van CsCl (5 ml 1 N) toegevoegd die vooraf gemerkt was met $\text{Cs } 137$. Na goed mengen werd het proefbuisje gedurende ten minste vier uur geschud. Dan volgt centrifugatie en afgieten van de bovenstaande oplossing. Dit werd not tweemaal herhaald. Er werd voor gezorgd dat er minstens twintig maal de capaciteit van het monster in de vloeibare fase aanwezig was. Het teveel aan CsCl in het monster werd weggewassen met 5 ml porties van ethanol 95 %. Schudden en centrifugeren tot de bovenstaande oplossing chloride

vrij is. De buitenkant van het proefbuisje werd gewassen in verdund HCl en gespoeld in gedemineraliseerd water.

Na droging werd het proefbuisje geteld in een NaI-scintillatieteller met putkristal. Ook de beginoplossing werd in hetzelfde kristal en met dezelfde telopstelling gemeten.

De capaciteit wordt uitgedrukt in milliëquivalenten per gram :

$$Q = \frac{\text{monster : tellen per minuut en per gram}}{\text{oplossing : tellen per minuut en per meq.}}$$

Figuren 2, 3, 4, 5 en 6 geven de capaciteit Q van de monsters t.o.v. de verschillende elementen. Meestal werd de capaciteit bepaald met de fractie $< 150 \mu$. Voor sommige zandige monsters waren we verplicht de fractie $< 300 \mu$ te gebruiken omdat er anders niet genoeg materiaal overbleef. Deze laatsten hebben meestal veel lagere capaciteitswaarden.

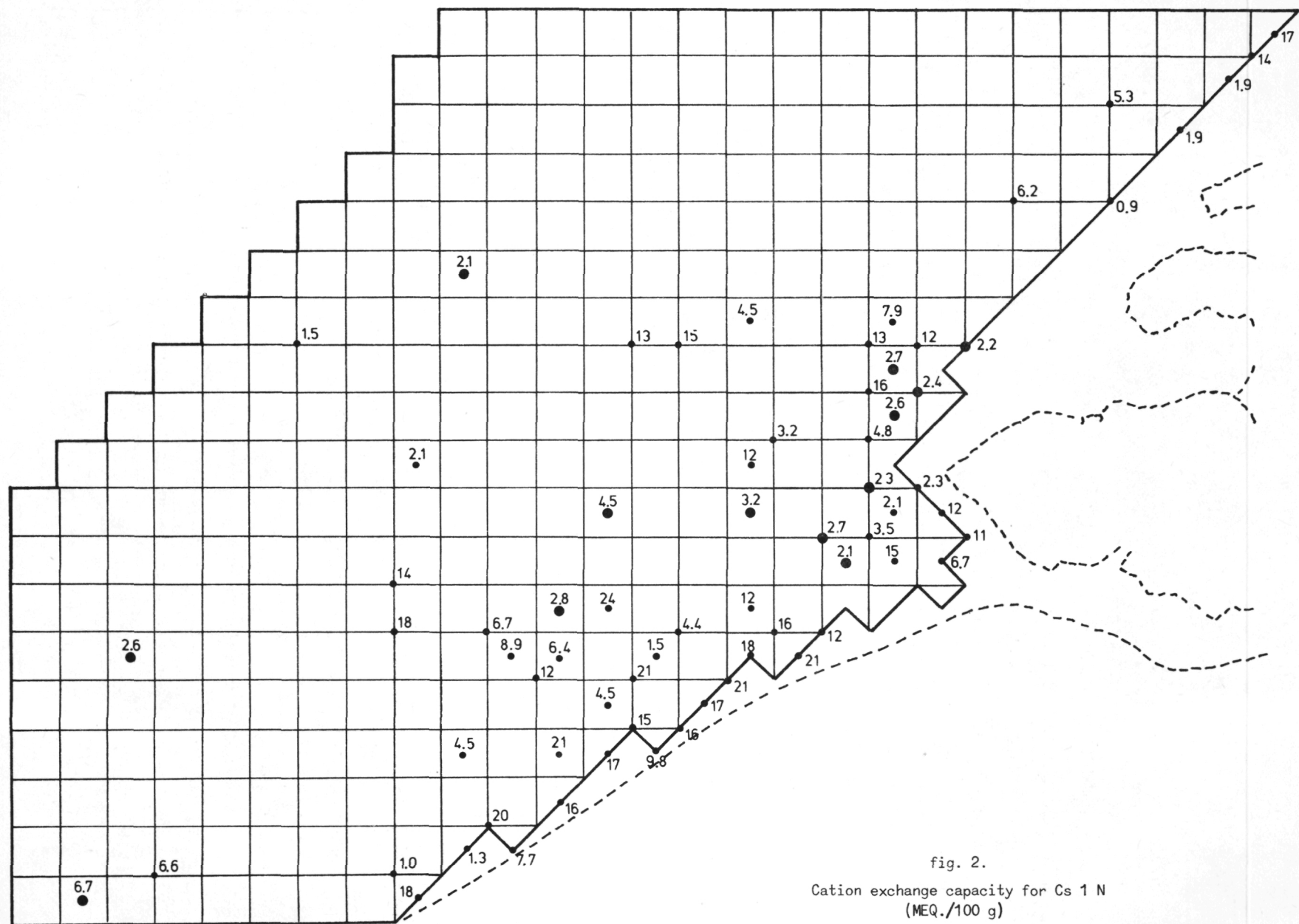
Bij onderlinge vergelijking van de capaciteitswaarden voor al de monsters kunnen we ze als volgt rangschikken :

$$\text{Sr} > \text{Mn} \gg \text{Co} > \text{Cd} \gg \text{Cs} .$$

Er is een duidelijk verschil tussen de een- en de twee-waardige radio-isotopen in hun capaciteiten. Waar bij Cs, Co en Cd de capaciteiten van zandige monsters klein zijn ($< 0,1 \text{ meq/g}$), bij Sr $< 0,5$, blijven ze voor alle monsters bij Mn $> 0,6 \text{ meq/g}$.

Dit wijst er op dat bij mangaan zeker een ander verschijnsel dan ionenuitwisseling optreedt. Bij cobalt vinden we de grootste relatieve spreiding van de capaciteitswaarden en bij caesium vinden we de kleinste verschillen.

Deze capaciteitswaarden geven geen juist beeld van wat er zich op de zeebodem afspeelt. Ze geven enkel de mogelijkheid aan van de evenwichten tussen sediment en oplossing onder exstreme omstandigheden (1 N oplossing).



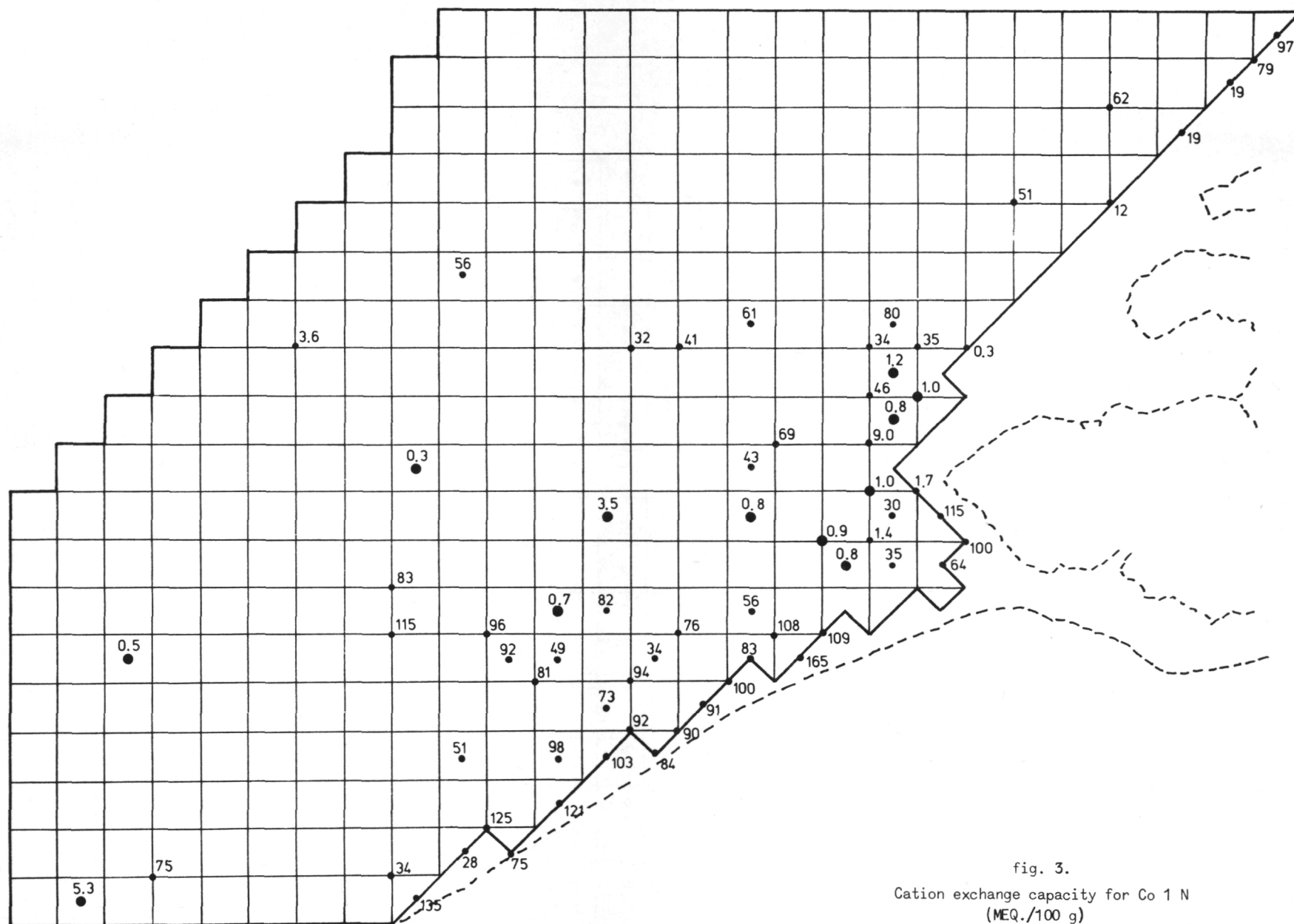


fig. 3.
Cation exchange capacity for Co 1 N
(MEQ./100 g)

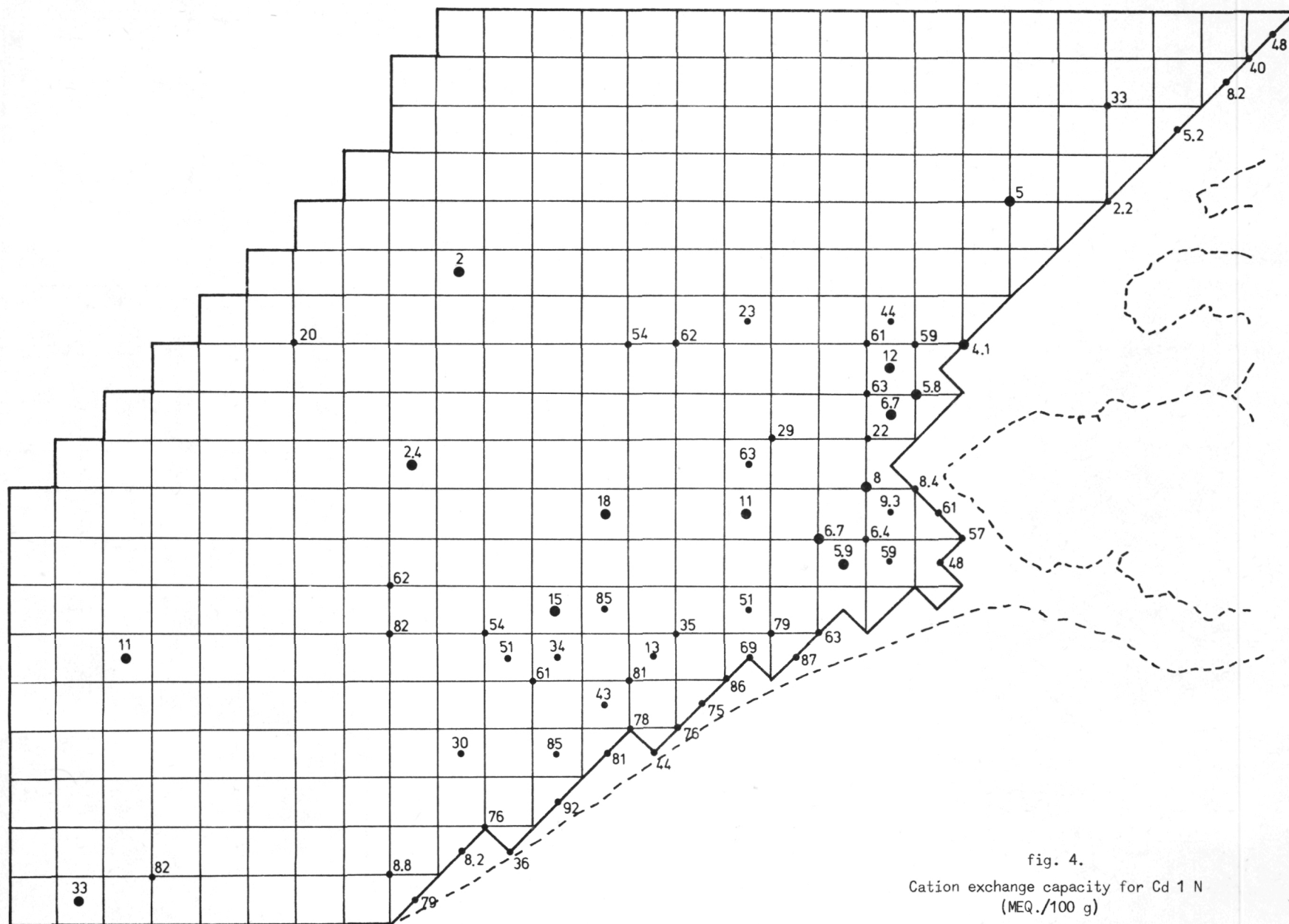
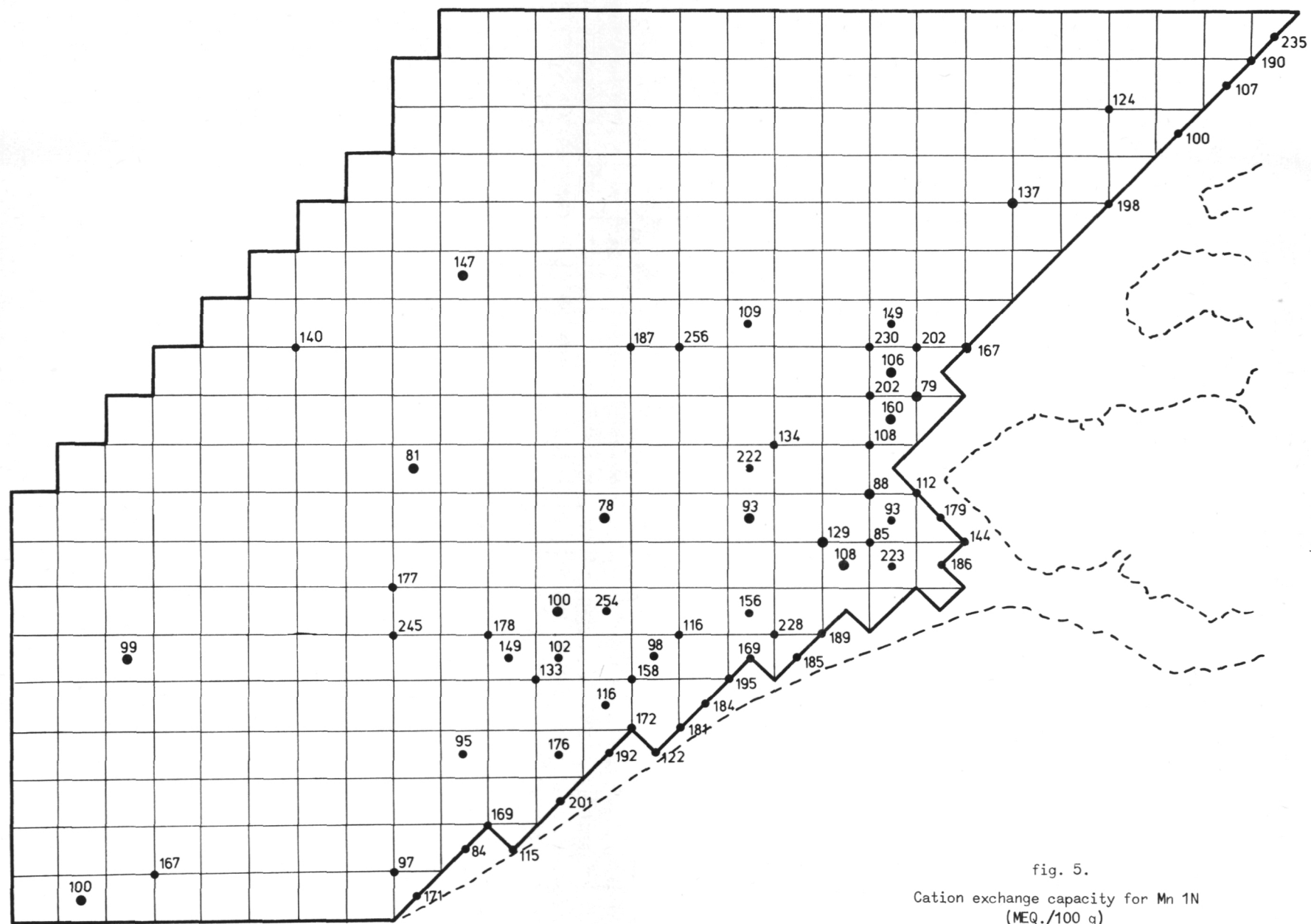


fig. 4.
Cation exchange capacity for Cd 1 N
(MEQ./100 g)



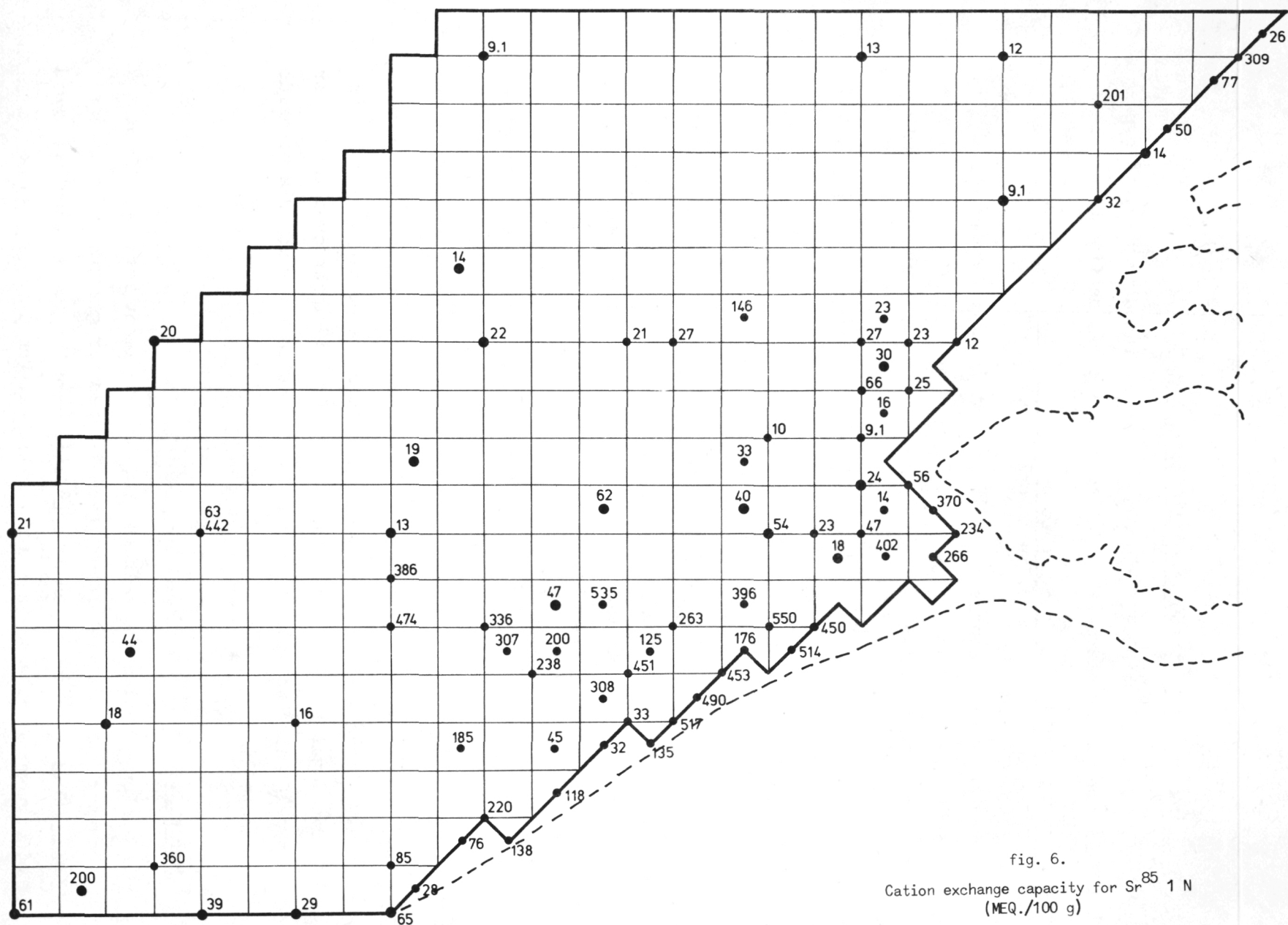


fig. 6.
Cation exchange capacity for Sr^{85} 1 N
(MEQ./100 g)

Bepaling van de distributiecoëfficiënten K_d

De distributiecoëfficiënten geven de verhouding weer bij evenwicht van de concentratie in de vaste fase en in de floeibare fase.

$$K_d = \frac{\text{Conc. in het sediment}}{\text{Conc. in de oplossing}} = \frac{C_0 - C_e}{C_e}$$

waar C_e is de concentratie bij evenwicht in de oplossing en C_0 is de concentratie bij het begin in de oplossing.

Voor de uitwisseling van eenwaardige kationen kunnen we schrijven :



De evenwichtsconstante wordt dan :

$$K_M^{Cs} = \frac{[M^+][Cs\text{-sed.}]}{[M\text{-sed.}][Cs^+]} = \frac{K_{dCs}}{K_{dM}} .$$

In zeewater en rivierwater zijn verschillende soorten andere ionen in overmaat aanwezig en hun concentraties op de uitwisselende plaatsen van het sediment zijn meestal onbekend. Toch zal voor radio-nucliden in tracer hoeveelheden, de fractie van de uitwisselbare plaatsen die zij bezetten uiterst gering zijn. Dus mogen we in de voorgaande vergelijking $[M^+]$ en $[M\text{-sed.}]$ als constanten beschouwen en kunnen we schrijven :

$$K_M^{Cs} = \frac{[Cs\text{-sed.}]}{[Cs^+]} = K_{dCs}$$

En dit alleen als caesium slechts in tracer-hoeveelheden aanwezig is. In dat geval geschrijft de distributiecoëfficiënt het evenwicht. Maar dit geldt slechts voor dit bepaald sediment in water met die bepaalde samenstelling.

Werkwijze

Een bepaalde hoeveelheid (0,1 g) sediment werd met 20 ml zeewater voorzien van tracer geschud. Hiervoor gebruikten we potjes van 30 ml . Na een bepaalde schudtijd werd het potje gecentrifugeerd of lieten we het een ganse nacht bezinken. Van de bovenstaande

vloeistof werd een gedeelte (1 tot 5 ml) afgepipeteerd en geteld. Dit werd herhaald tot de K_d -waarde constant bleef; wat meestal na een zevental dagen het geval was.

$$K_d = \left(\frac{\text{Beginactiviteit in de oplossing}}{\text{Eindactiviteit in de oplossing}} - 1 \right) \left(\frac{V}{g} \right) .$$

Figuren 7, 8, 9, 10 en 11 geven de gevonden waarden voor de K_d . Zij geven een beter beeld van wat er gebeurd bij contact tussen het zeewater en het sediment. Zij werden bepaald in zeewater en ten overstaan van het element in tracer-hoeveelheden. Als we de distributiecoëfficiënten van de verschillende radioisotopen vergelijken krijgen we het volgende beeld :

$$\text{Zn} \gg \text{Co} \geq \text{Cs} \gg \text{Mn} \approx \text{Cd} \gg \text{Sr} .$$

De K_d is altijd kleiner dan 10 voor strontium. Bij al de anderen vinden we kleine K_d -waarden voor zandige monsters ($K_d < 50$ voor Co, Cs, Mn en Cd; $K < 300$ voor Zn), terwijl bij klei en siltrijke sedimenten deze waarden toenemen tot 100 voor Mn en Cd, tot 600 voor Co en Cs en tot 5000 voor Zn. Gezien het beperkt aantal monsters en de grote verschillen in de bodemstructuur, blijft het onmogelijk om gebieden van gelijke K_d op de kaarten aan te geven. Daarom geven we op de kaartjes de gevonden waarden voor elk onderzocht punt.

Een andere methode voor het bepalen van de K_d was de bezinkingsmethode [Duursma (1970)]. Proeven uitgevoerd op deze manier gaven steeds kleinere K_d -waarden aan dan deze bepaald door schudden. Een te snelle bezinking van het slib en daardoor geen volledig evenwicht is hier waarschijnlijk de oorzaak van. Alhoewel deze bepalingwijze misschien het best sommige processen in de natuur volgt, werd er toch van afgezien omdat de resultaten een te grote spreiding hadden wegens invloed van korrelgrootte, bezinkingshoogte en manier van inbrengen van het sediment.

Wanneer we de gemeten waarden voor capaciteit en K_d vergelijken voor éénzelfde ion, dan zien we dat enkel bij Cs en Cd (fig. 12 en 13) er een zeker verband wordt gevonden tussen beide grootheden. Bij

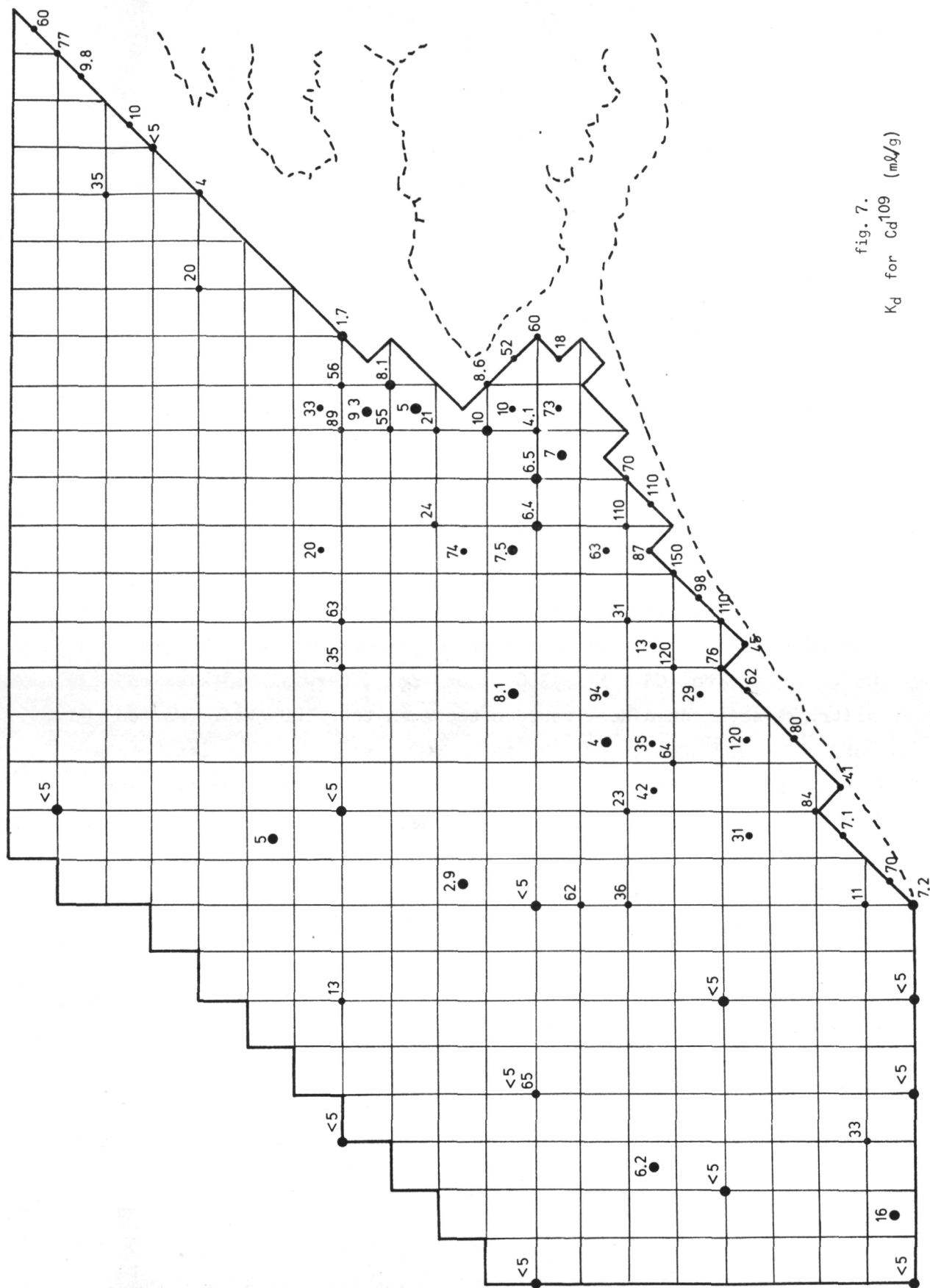


fig. 7.
 K_d for Cd^{109} (mL/g)

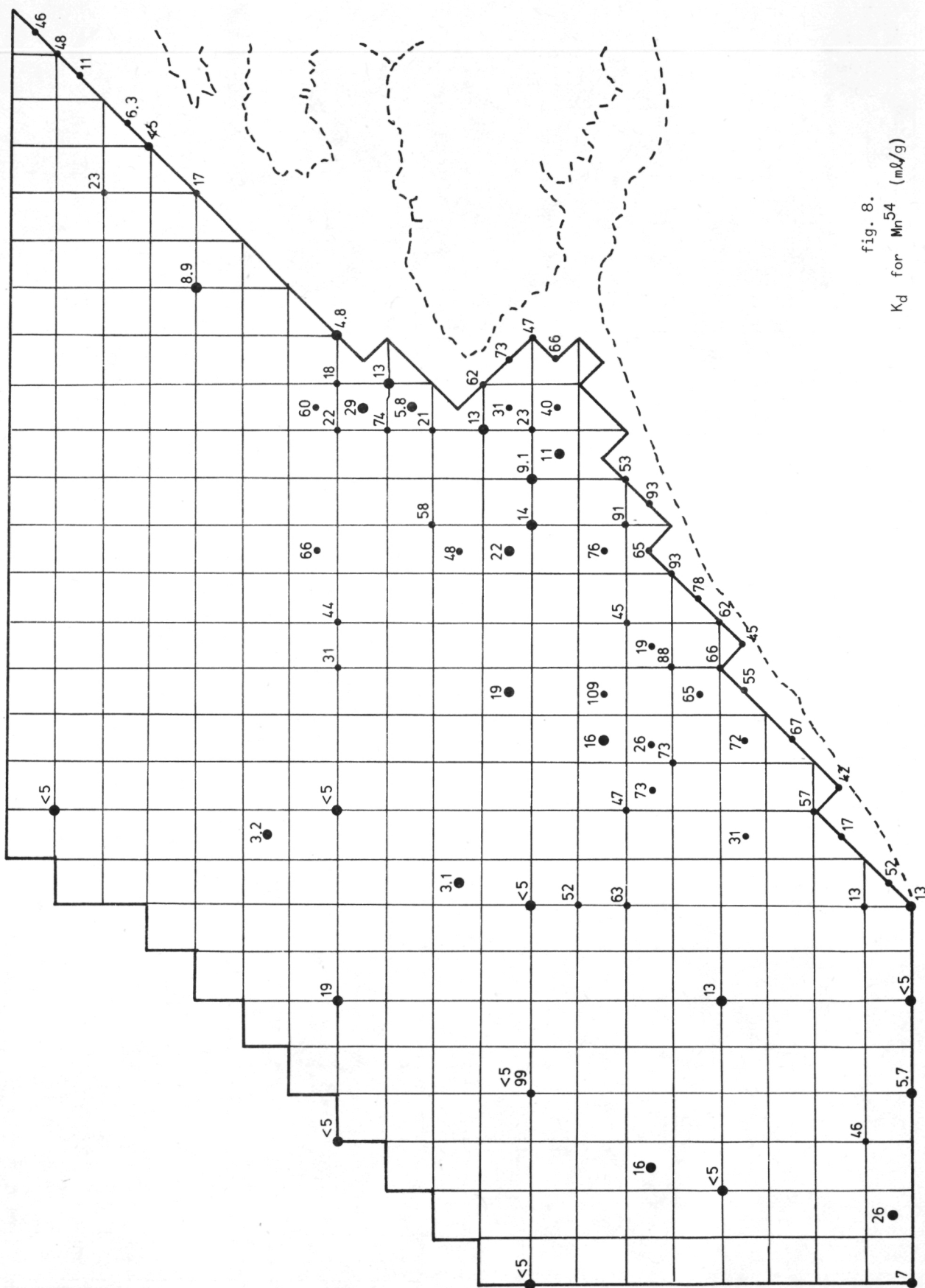
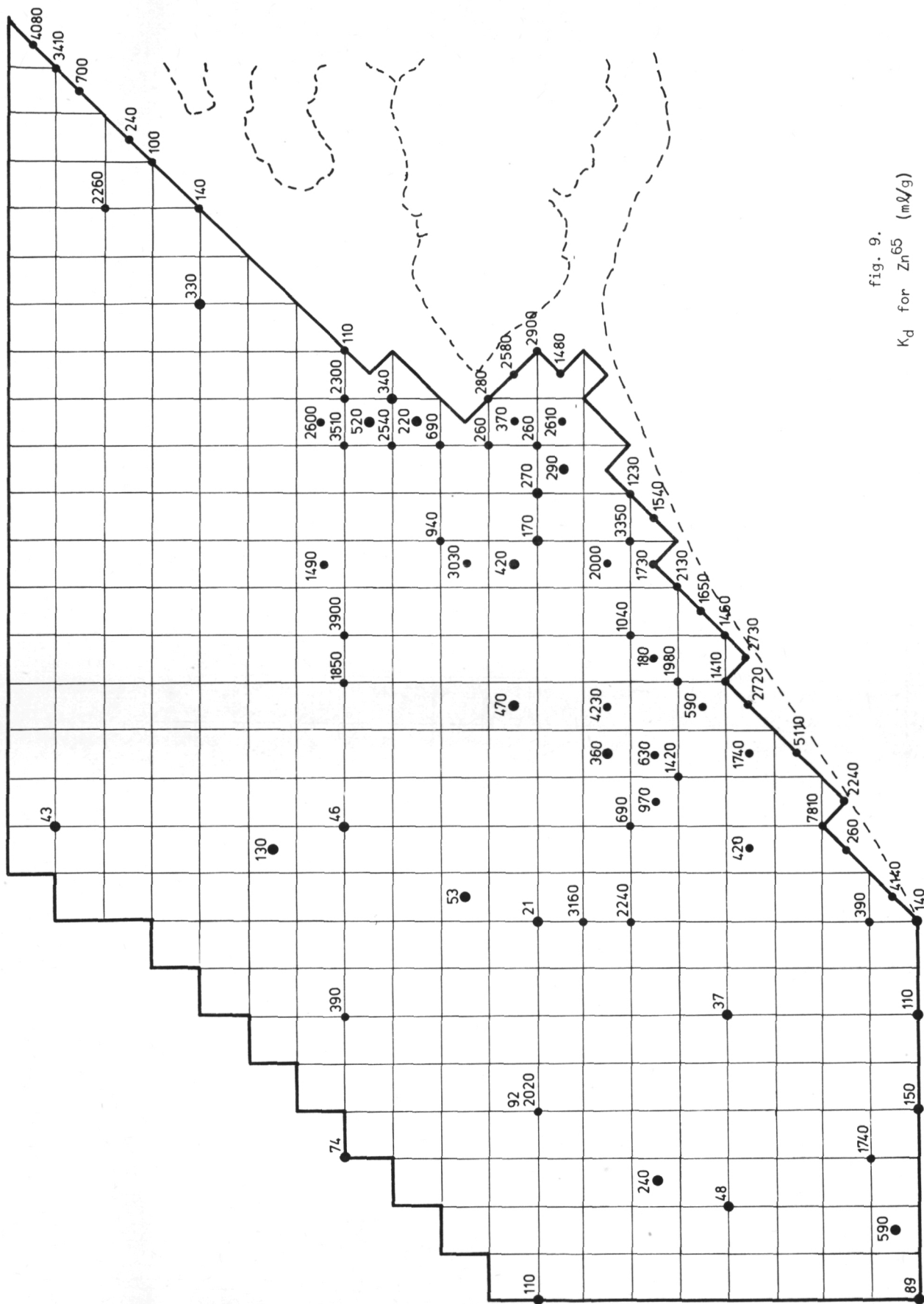
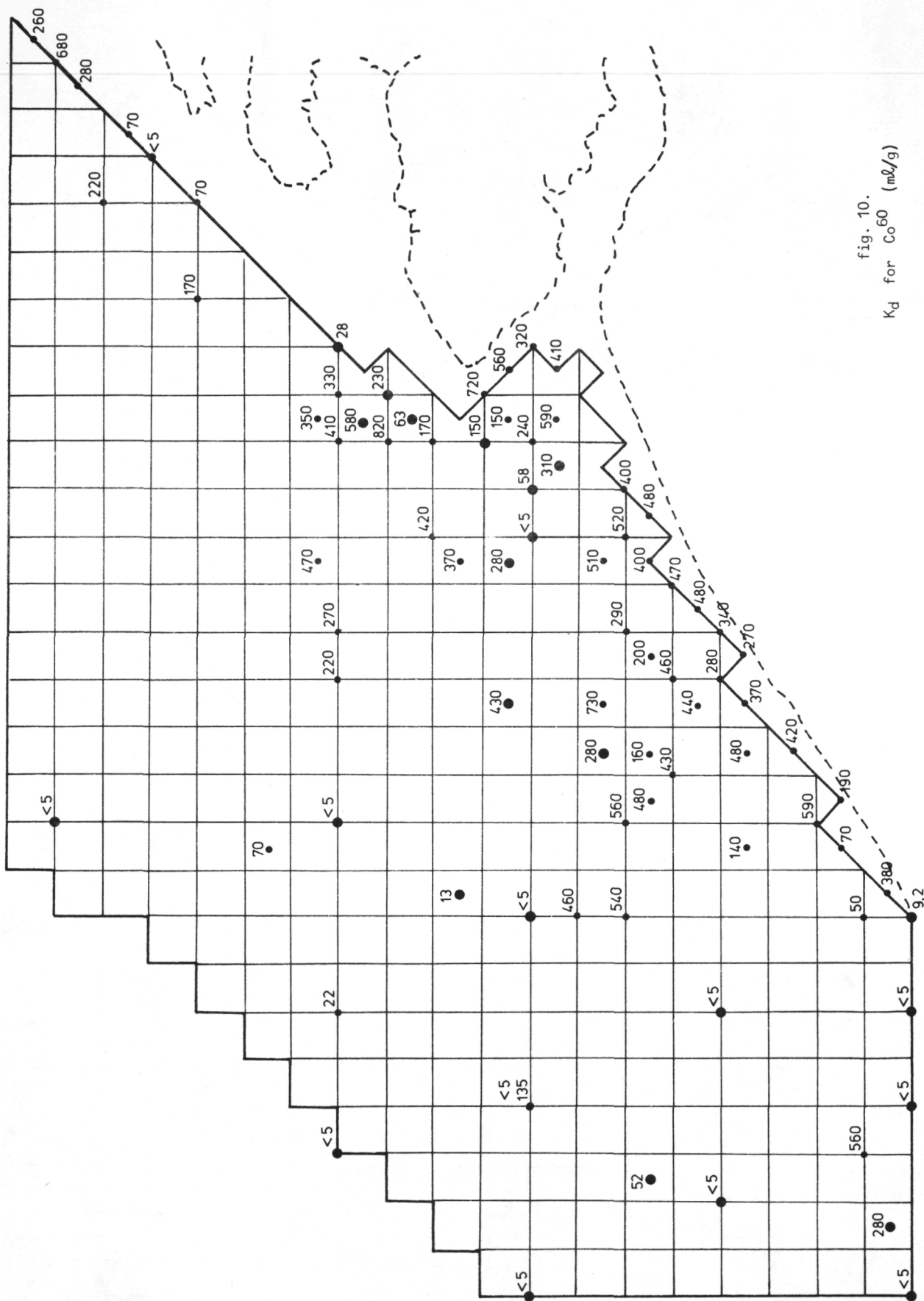


fig. 8.
 K_d for Mn^{54} (mL/g)





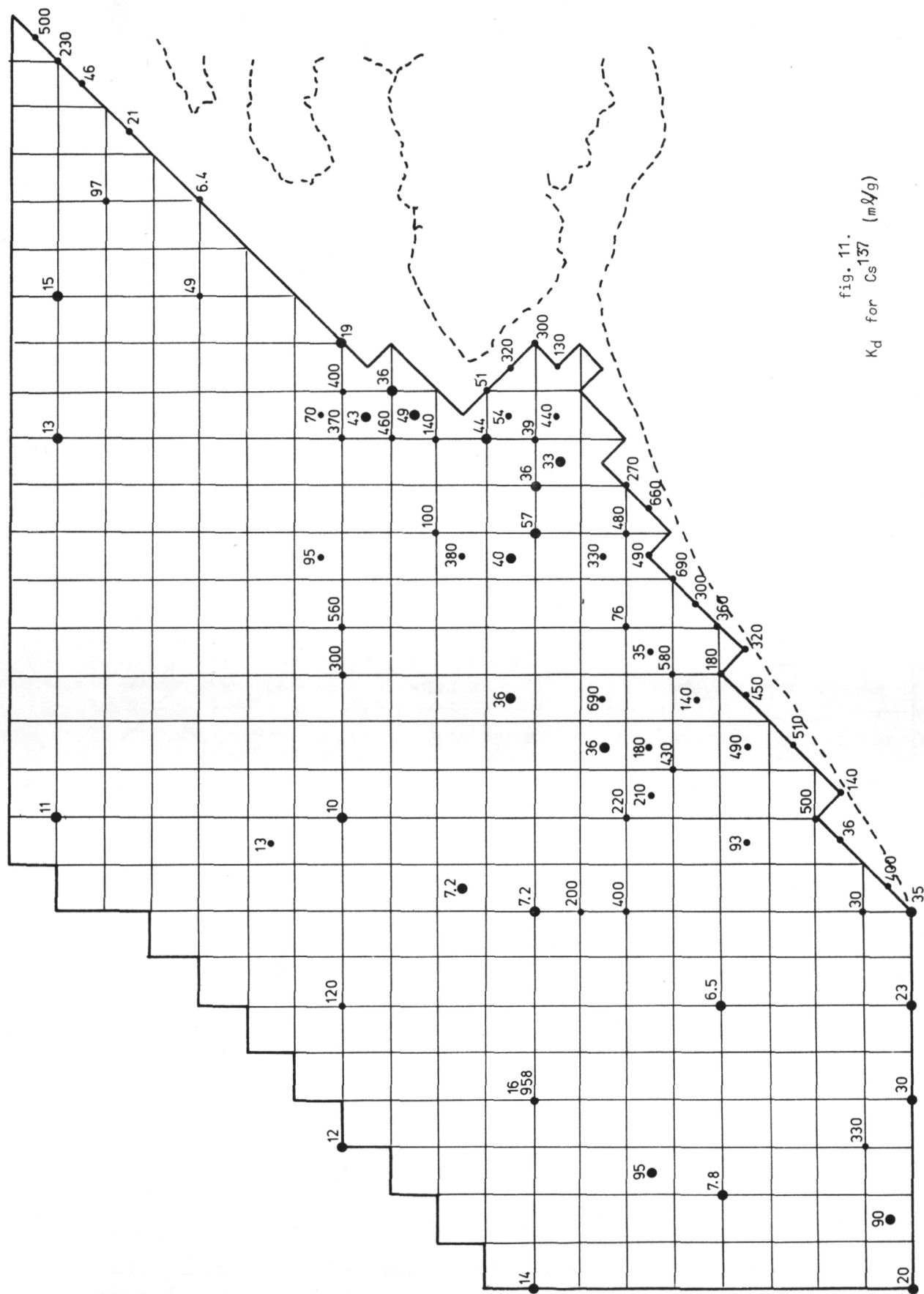


fig. 11.
 K_d for Cs^{137} (mM/g)

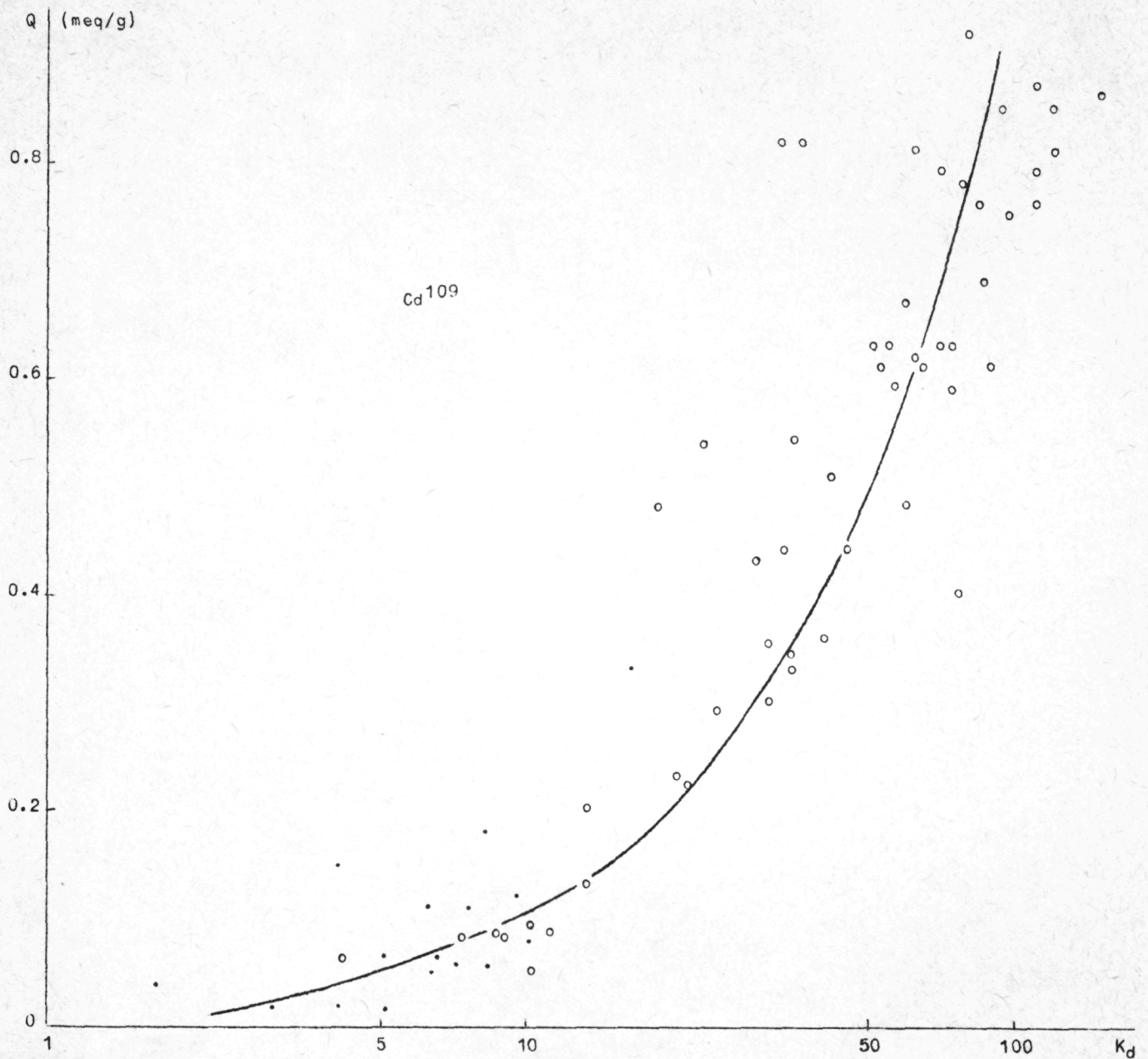


fig. 12.

Co en Mn schijnt er werkelijk geen verband te bestaan (fig. 14 en 15). Onderzoekingen door Duursma op bodemonsters van over gans de wereld leidden tot hetzelfde resultaat voor wat Cs betreft. Ook voor

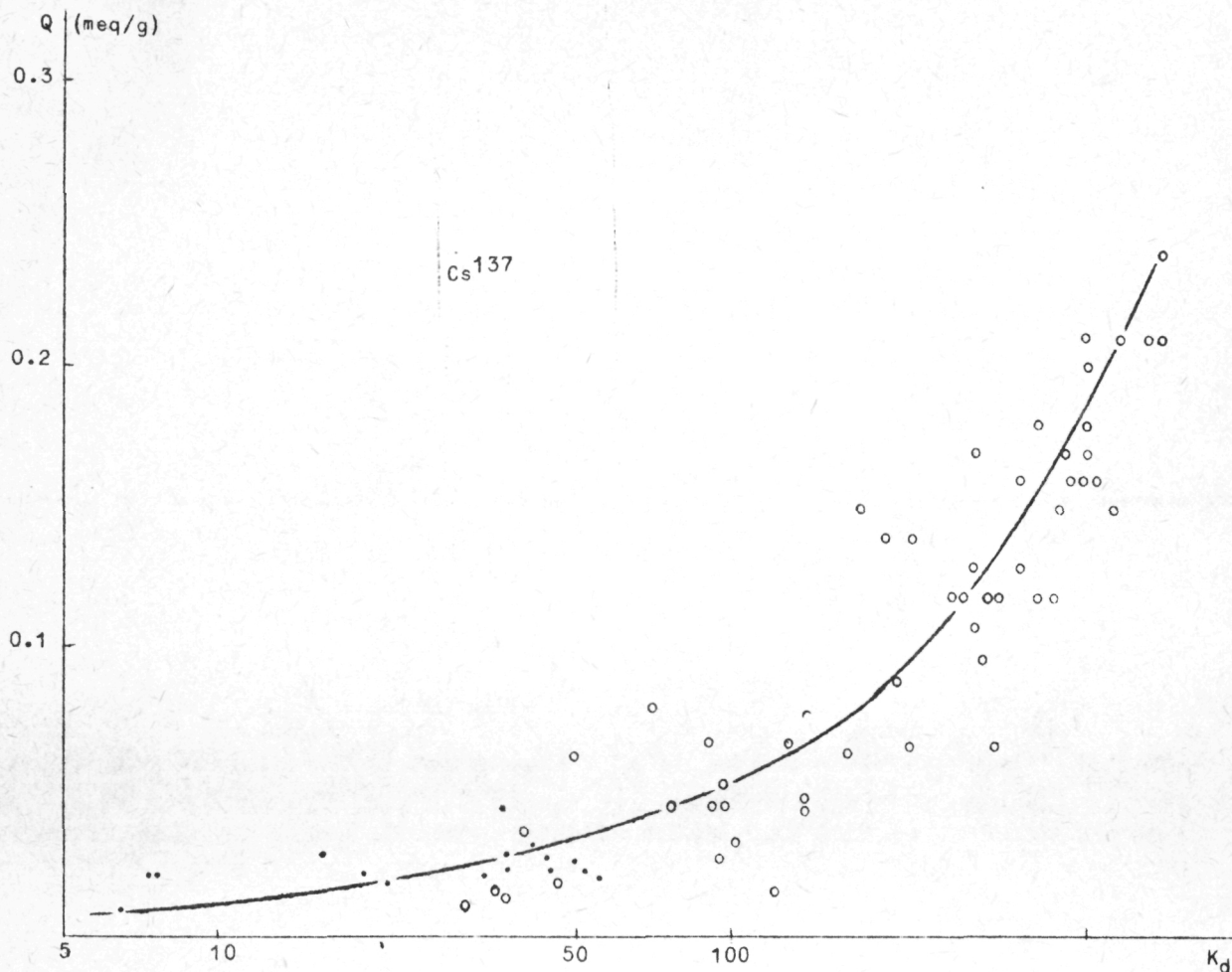


fig. 13.

Zn vinden zij een verband. Het element Cd werd door Duursma niet onderzocht.

We vinden ook dat er een zekere correlatie is tussen de capaciteit en de K_d bepaald met Cd en Cs voor éénzelfde monster. Duursma vond ook bij Co en Mn geen verband tussen K_d en Q . Op grond hiervan en uit snelheidsbepalingen van de sorptiereactie besluit hij dat enkel bij Cs en Zn sprake zou zijn van een ionenuitwisseling terwijl bij de andere radioisotopen andere mechanismen een grotere rol zouden spelen (neerslag vorming, isotopische uitwisseling, complexvorming, ...).

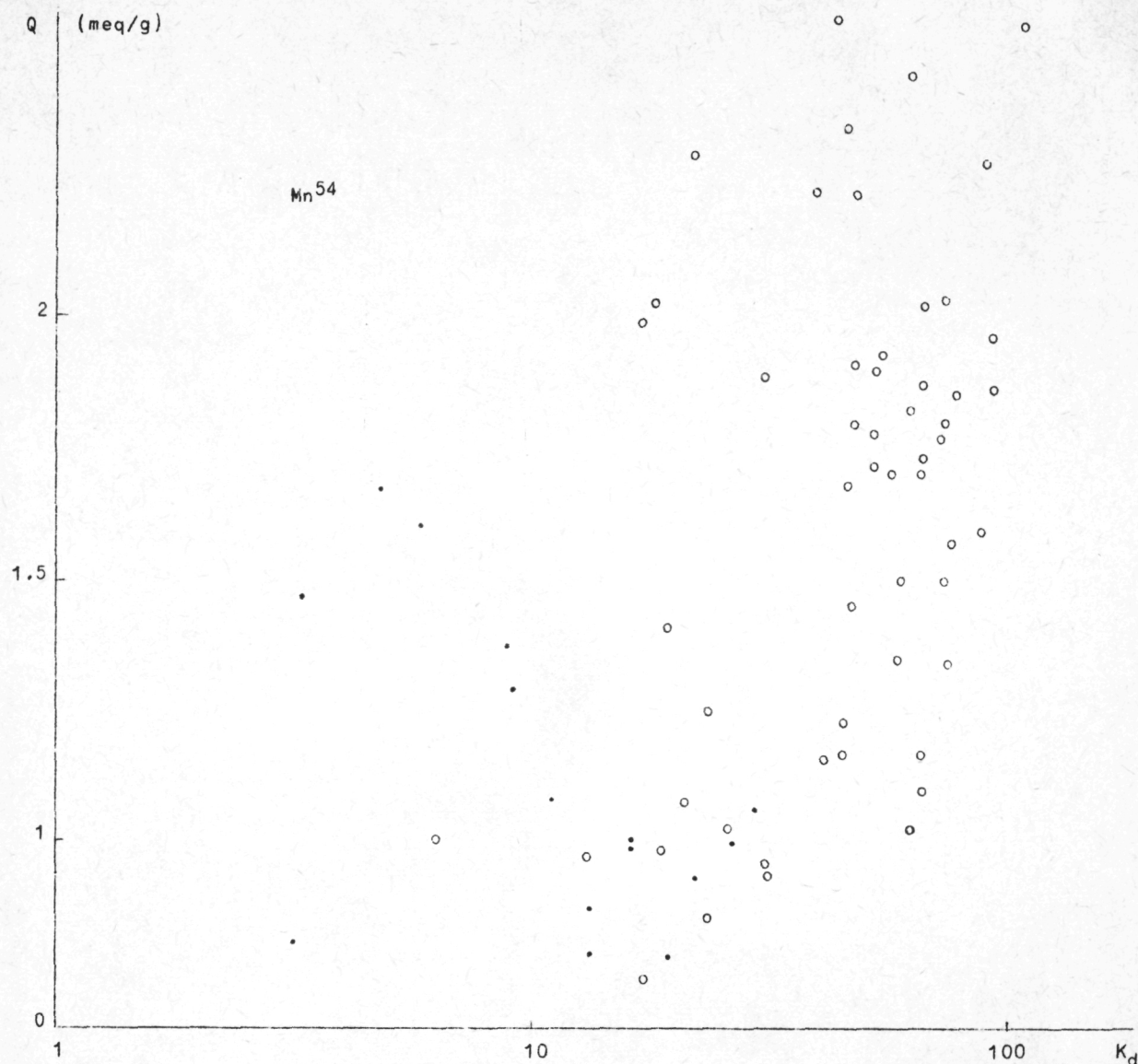


fig. 14.

De invloed van andere ionen (Na , K , Ca en Mg) op de sorptie van Cs , Co , Cd , Mn en Zn werd onderzocht. Waar bij Cs vooral Na en K een sterke daling van de K_d -waarden veroorzaakten en Ca en Mg minder invloed hadden, ligt de zaak anders bij twee-waardige radioisotopen. Bij Cd 109 en Sr 85 zijn de verschillen veel minder

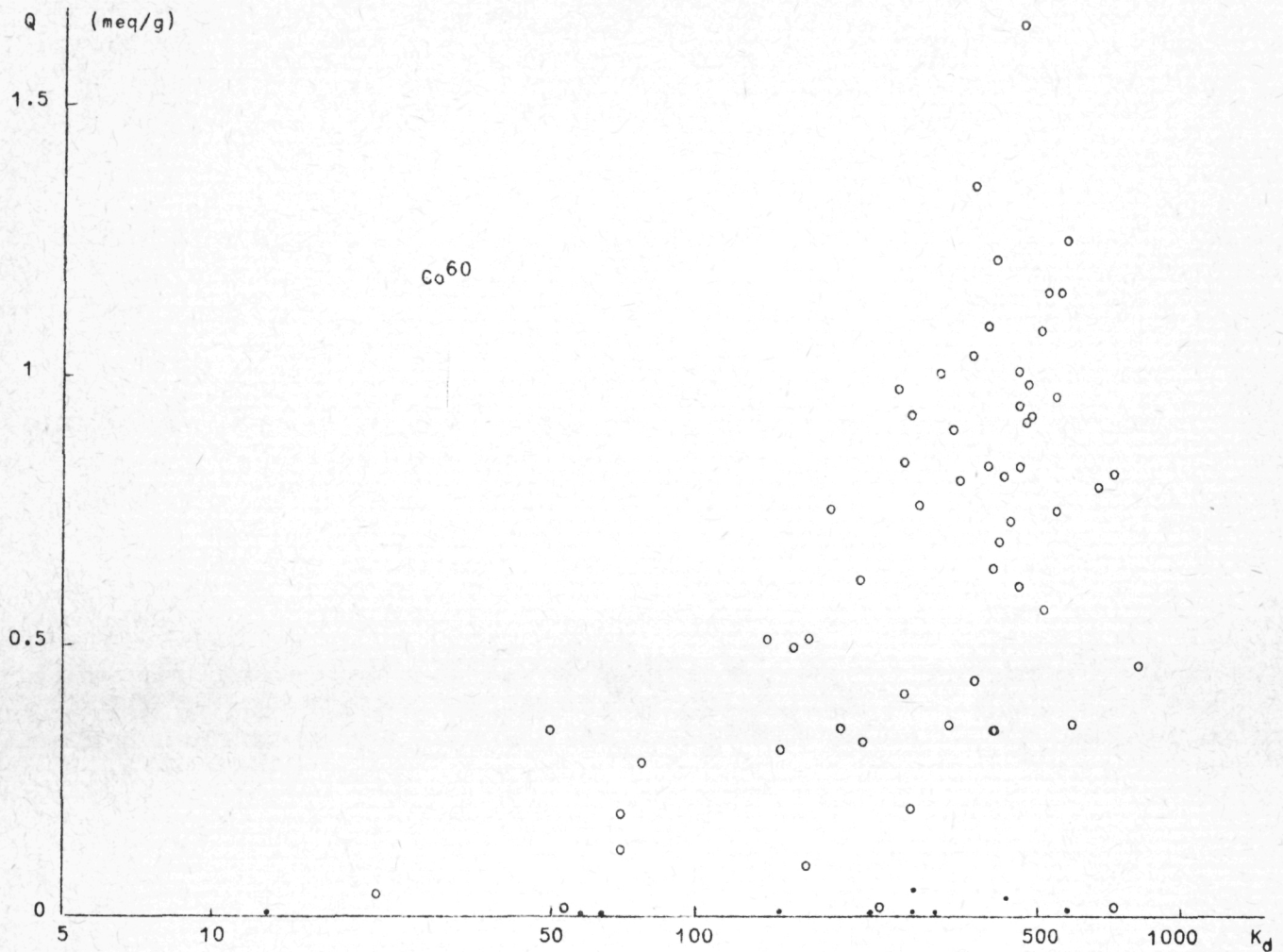


fig. 15.

sterk uitgesproken tussen de één en tweewaardige ionen. Hier heeft Ca en Mg een grotere invloed dan Na en K. Hetzelfde beeld vinden we terug bij de sorptie van Mn 54 en Co 60 waar de invloed van Na en K zeer sterk is verminderd (fig. 16, 17, 18, 19, 20 en 21).

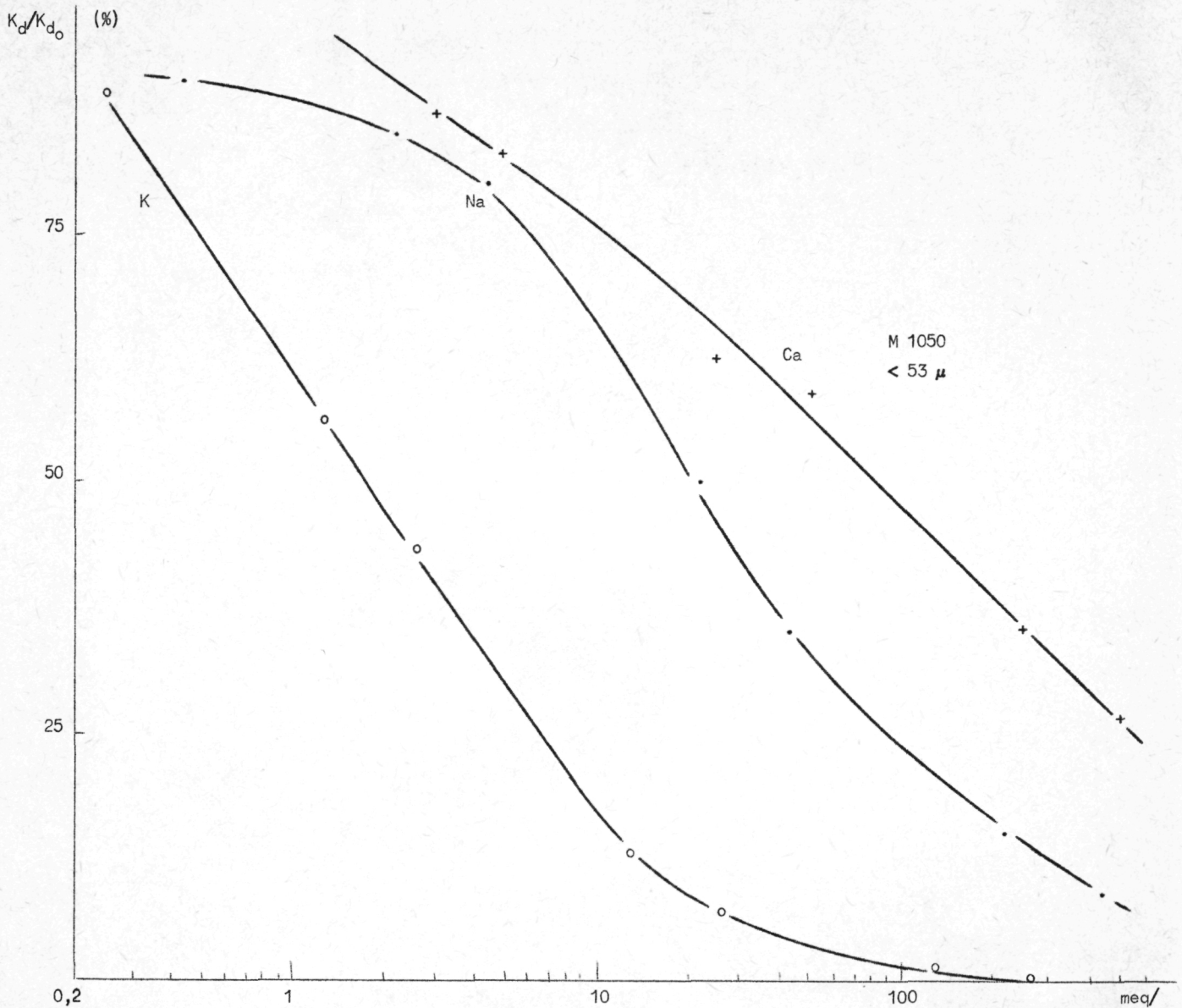


fig. 16.
 Cs^{137} Sorption versus competing cation concentration

Bij Zn^{65} krijgen we een gans ander verloop. De waarde van de K_d is weinig afhankelijk van de Na en de K concentratie en heeft de neiging te stijgen bij hogere concentraties aan deze ionen. Voor Ca krijgen we eerst stijgende K_d waarden en na een maximum het gewone verloop van de kurve waar de invloed van het Ca op de opname

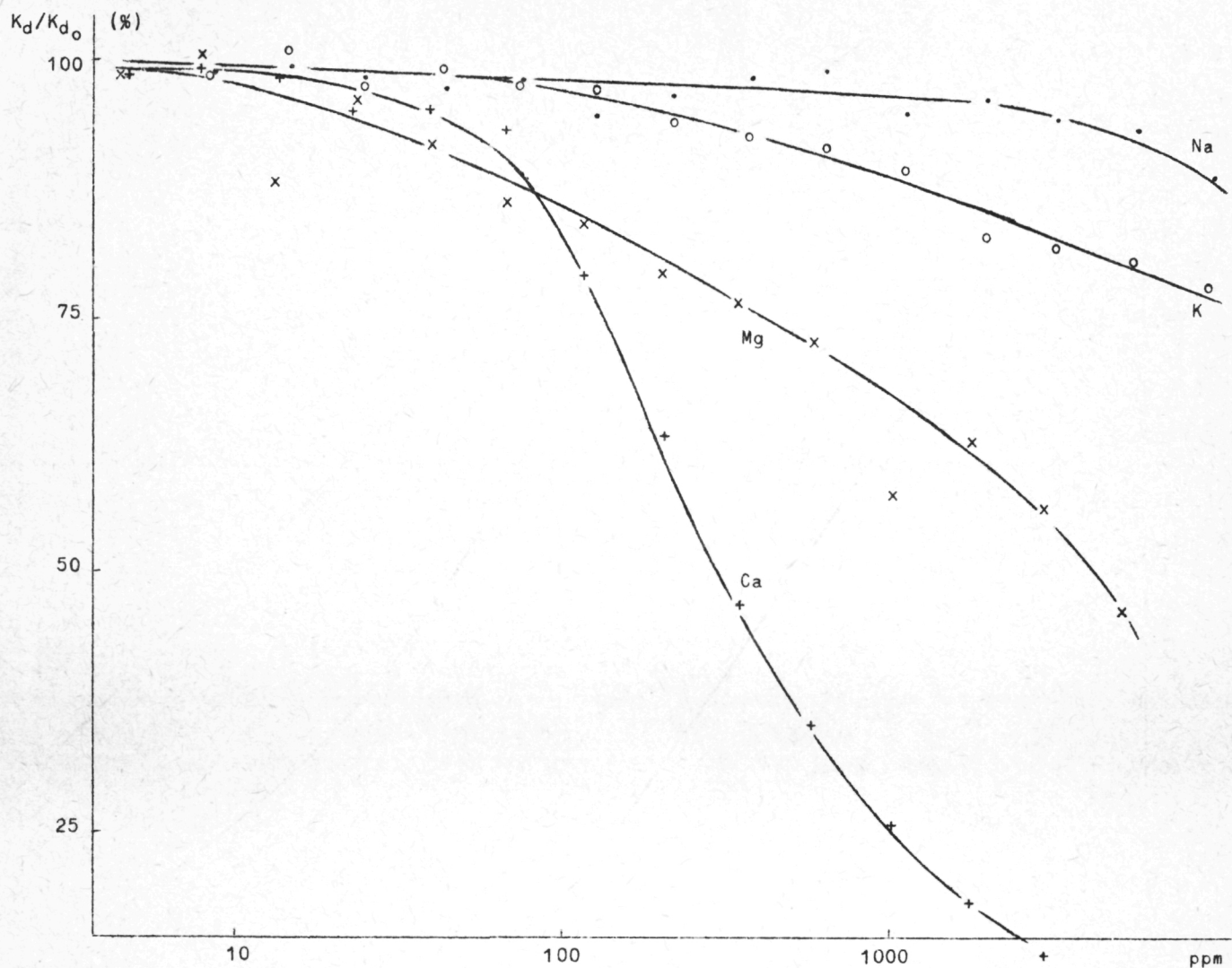


fig. 17.
 Co^{60} Sorption versus competing cation concentration

van Zn weer sterk toeneemt. Andere processen dan ionenuitwisseling zullen hier waarschijnlijk een rol spelen.

Er werden proeven ingezet met Hg^{203} . Wegens het verlies van het grootste gedeelte van de activiteit op de wanden van de potjes was het niet mogelijk in deze omstandigheden proeven uit te voeren. Waarschijnlijk is de pH van het zeewater te hoog om met Hg^{++} -ionen te

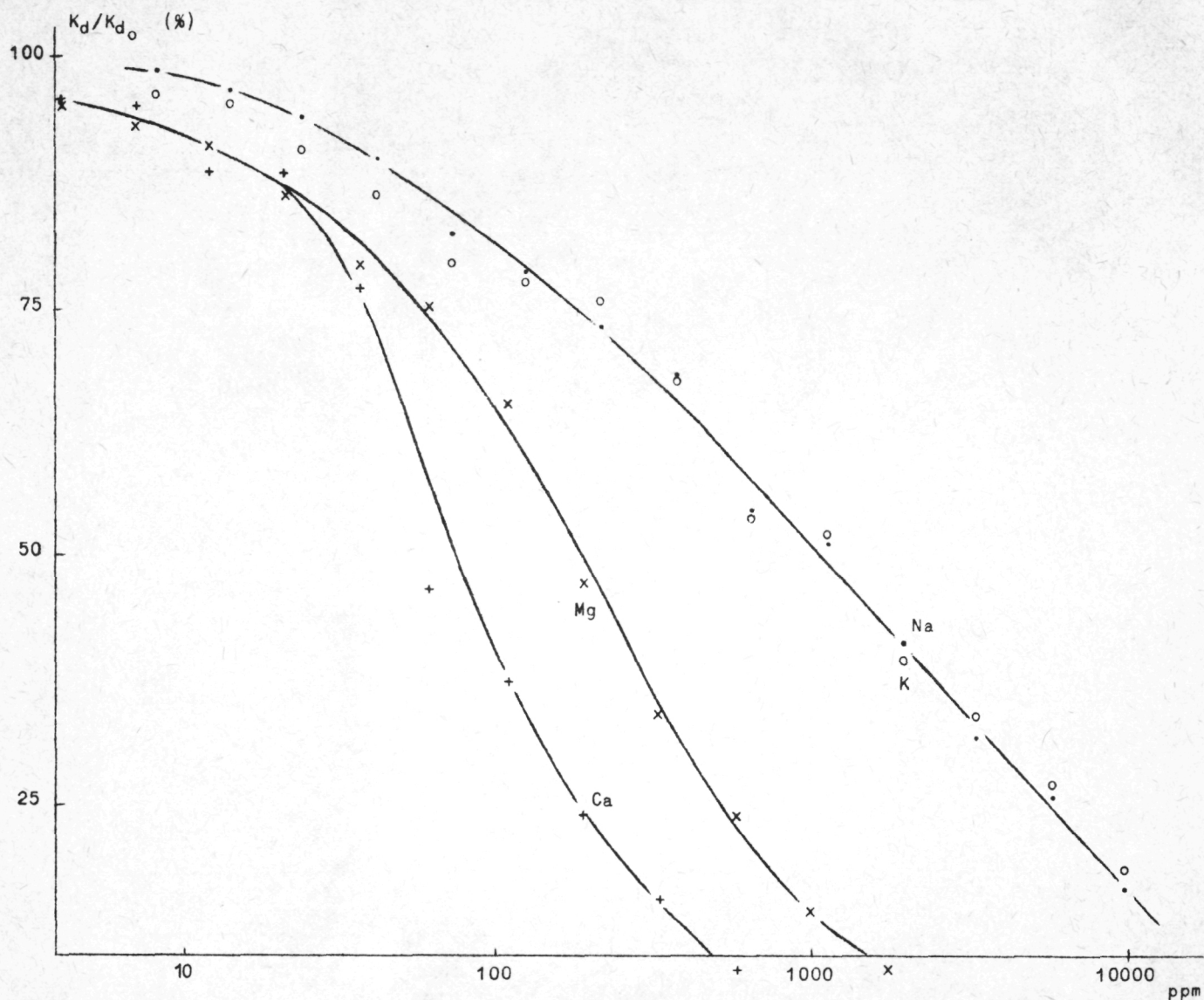


fig. 18.
Cd¹⁰⁹ Sorption versus competing cation concentration

kunnen werken. De proeven in zeewater konden dan ook niet uitgevoerd worden.

Om de kloof te overbruggen die er bestaat tussen de capaciteiten bepaald met 1 N oplossingen en de distributiecoëfficiënten bepaald met tracerhoeveelheden, werden voor een vijftal monsters in zeewater

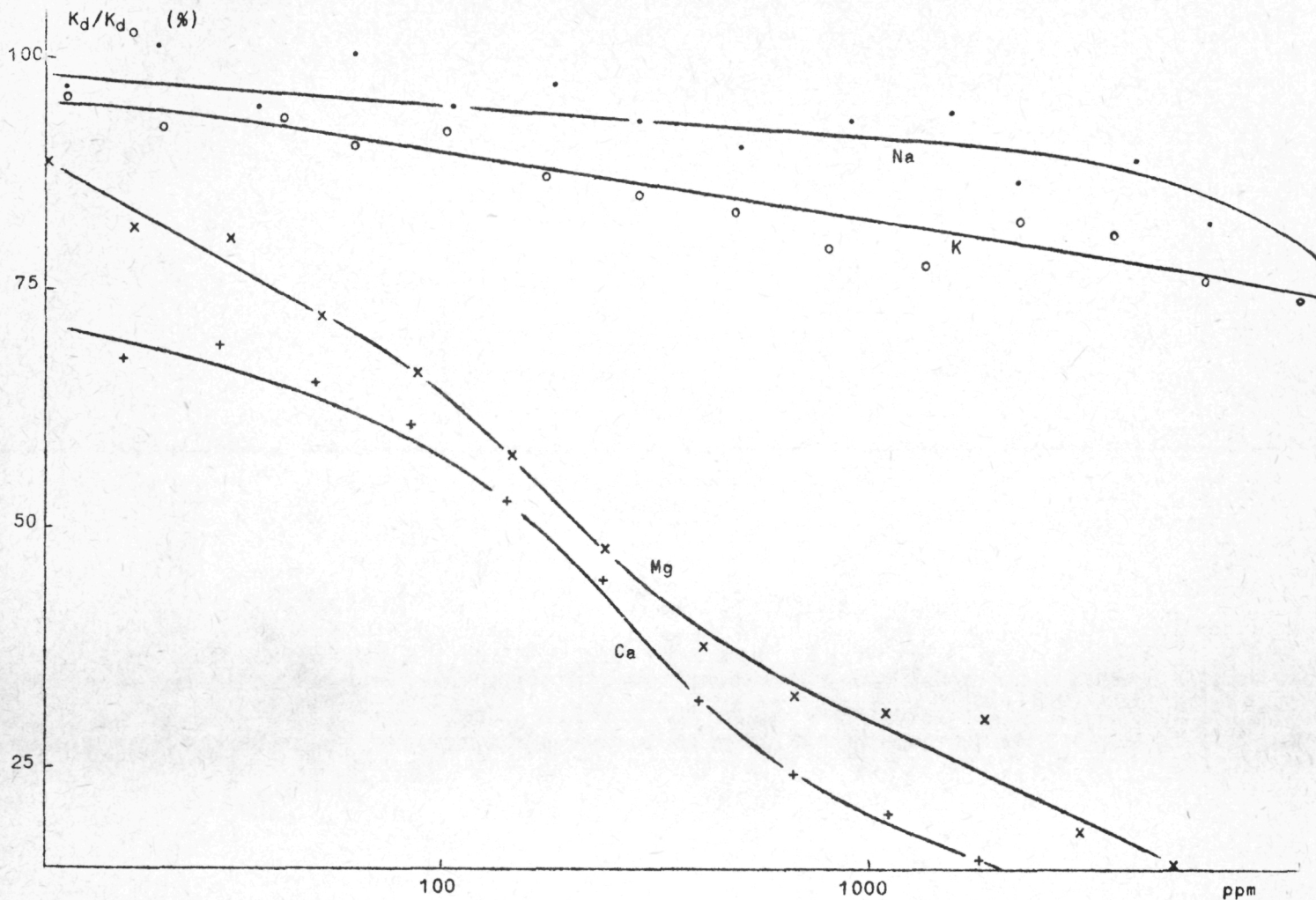


fig. 19.

Mn^{54} Sorption versus competing cation concentration

K_d -waarden bepaald met stijgende concentraties aan hetzelfde ion. Voor Mn^{54} , Co 60 en Cd 109 is de invloed van een stijgende concentratie van hetzelfde ion veel minder sterk uitgesproken dan voor Cs 137. Dit wijst er weer op dat hier andere reactiemechanismes spelen dan ionenuitwisseling (fig. 22, 23, 24 en 25).

Steunend op literatuurgegevens en bevestigd door proeven met zeebodemmonsters, kunnen we de volgende besluiten trekken.

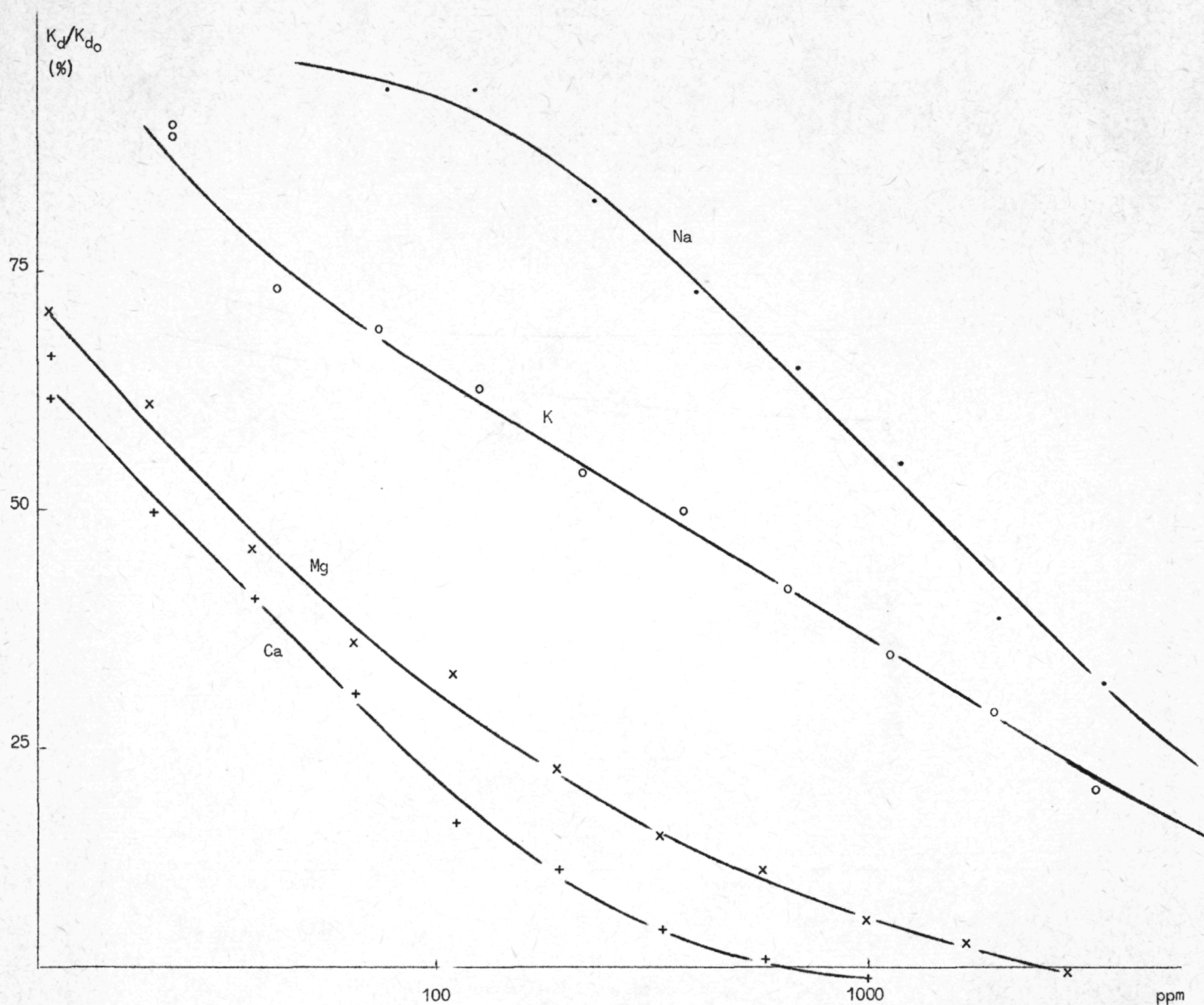


fig. 20.
 Sr^{85} Sorption versus competing cation concentration

Caesium

Hier is waarschijnlijk de ionenuitwisseling het dominerend verschijnsel. Dit wordt bevestigd door de sterke invloed van andere ionen in de oplossing op de sorptie van Cs. Alhoewel Cs zeer gemakkelijk door de slibrijke sedimenten opgenomen wordt ($K_d \approx 20.000$) is de

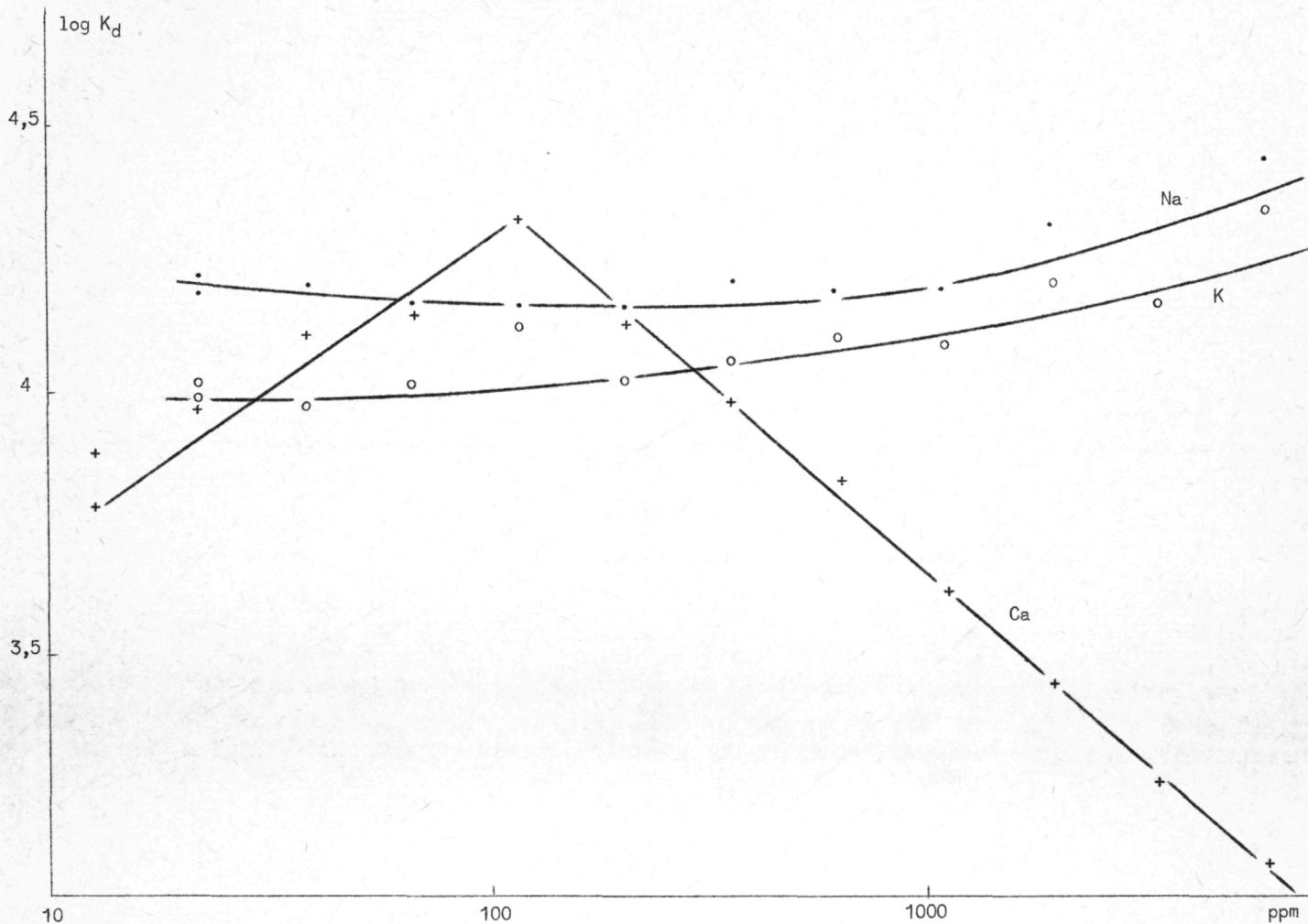


fig. 21.
 Zn^{65} Sorption versus competing cation concentration

invloed van de aanwezige Na en K-ionen in het zeewater sterk genoeg om de sorptie tot redelijke grenzen terug te brengen ($K_d \approx 400$).

Cobalt

Daar de invloed van vreemde ionen hier kleiner is vinden we in zeewater hogere K_d -waarden. Andere verschijnselen [vorming van $Co(OH)CO_3$ compounds ?] zouden hier de overhand hebben.

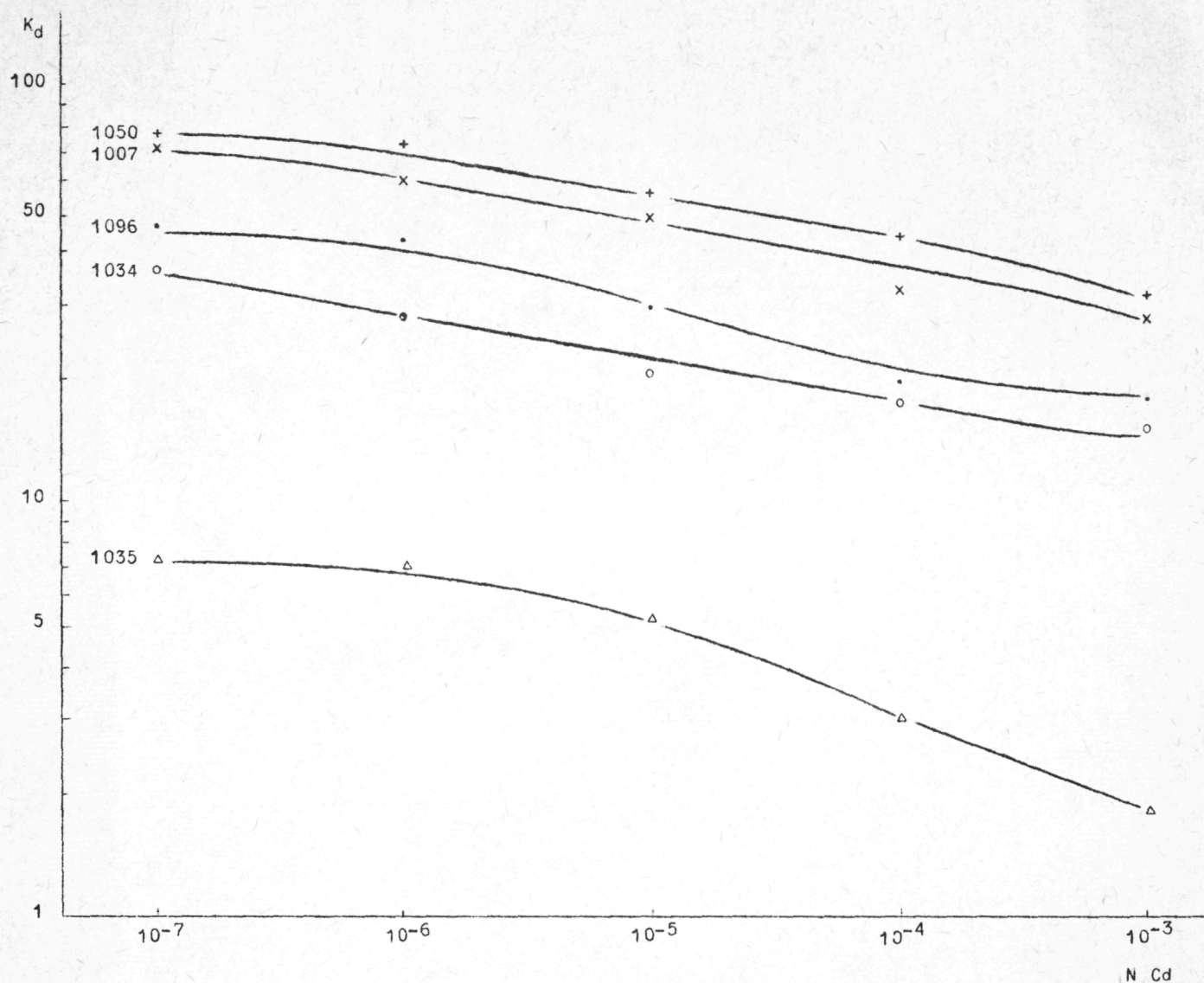


fig. 22.
Cd¹⁰⁹ Sorption versus Cd concentration

Strontium

Dit wordt bijna niet opgenomen door de sedimenten in zeewater. De K_d -waarden voor alle sedimenten liggen in dezelfde grootteorde en zijn zeer laag. Dus hier blijft alle activiteit in de vloeibare fase achter. Zeewater bevat ongeveer 800 $\mu\text{g/l}$ Sr^{++} . Isotopische uitwisseling wordt dan ook door sommige onderzoekers als het meest waarschijnlijke voorgesteld [Duursma (1973)].

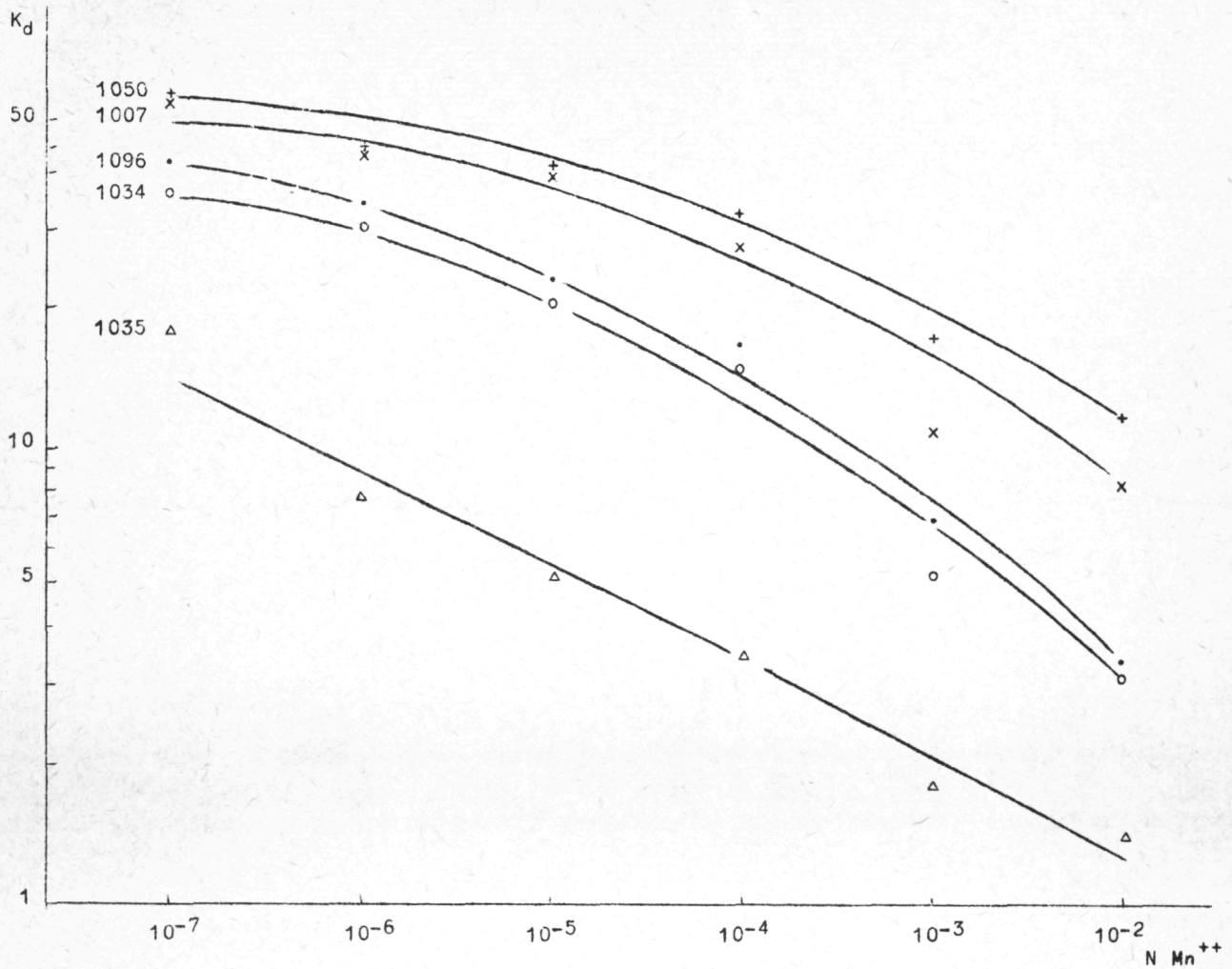


fig. 23.
Mn⁵⁴ Sorption versus Mn concentration

Cadmium

Ook hier zou vooral ionenuitwisseling het hoofdverschijnsel zijn. De invloed van Na en K op de sorptie is minder uitgesproken t.o.v. dit tweewaardige ion maar is toch nog sterker dan bij Co en Mn. De sorptie in zeewater is echter lager dan die van Caesium.

Mangaan

Waarschijnlijk krijgt men hier de vorming van onoplosbare oxiden van Mn die de mogelijke ionenuitwisseling maskeren. Dit zou de hoge capaciteitswaarden verklaren.

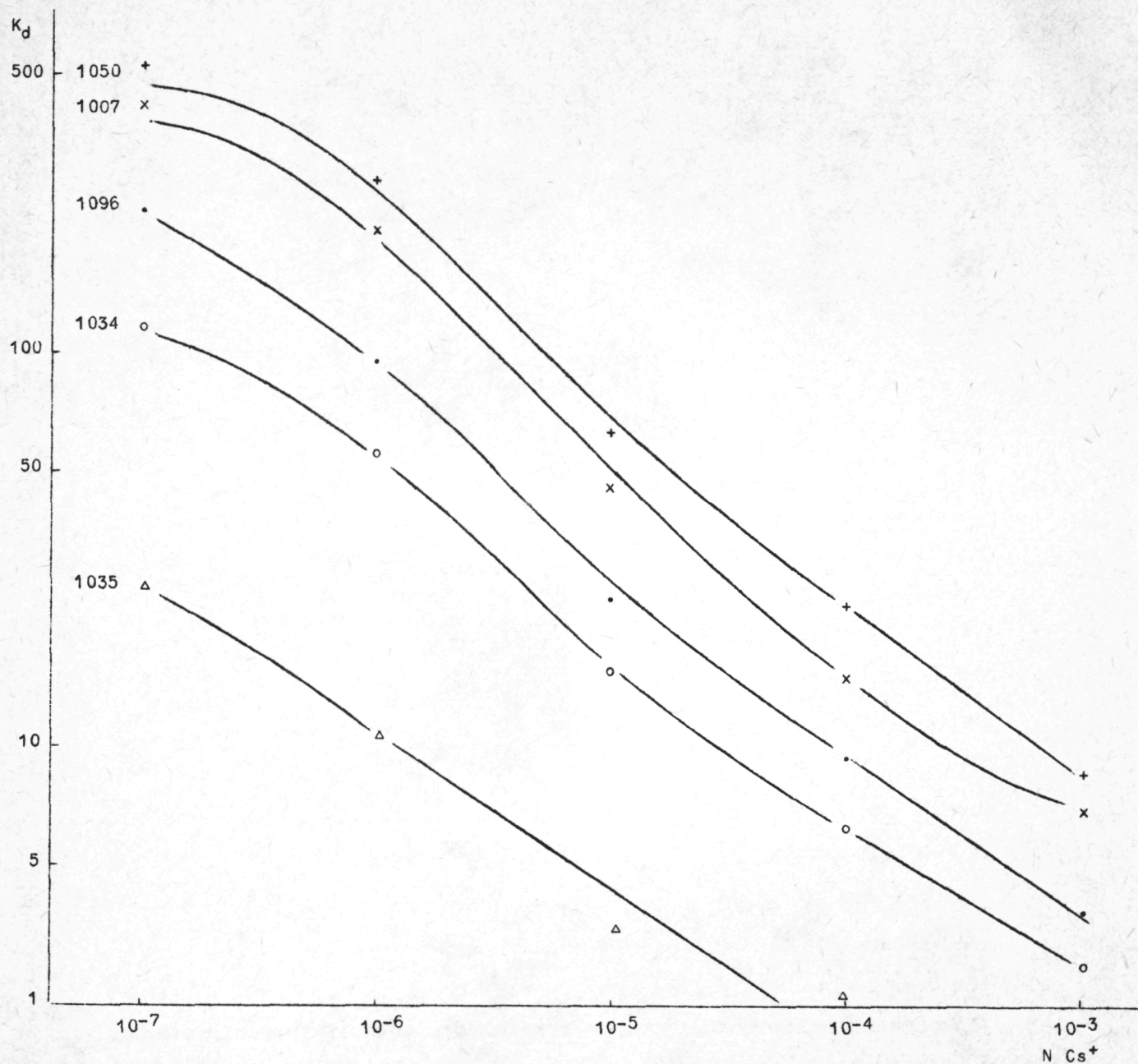


fig. 24.
Cs¹³⁷ Sorption versus Cs concentration

Zink

Het vertoont de hoogste K_d -waarden in zeewater van al de onderzochte elementen. We vinden ook een eigenaardig gedrag bij stijgende

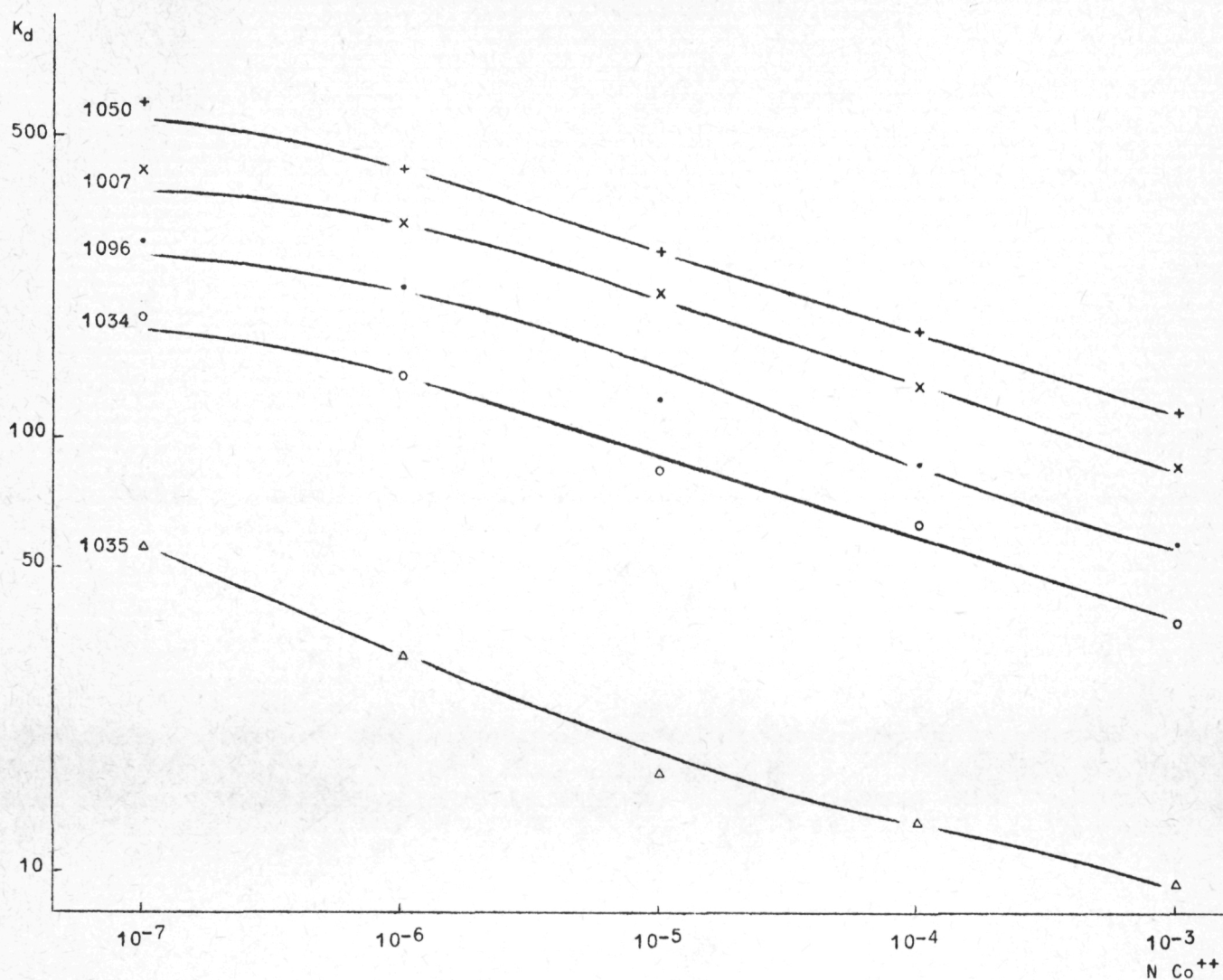


fig. 25.
Co⁶⁰ Sorption versus Co concentration

concentratie aan vreemde ionen. Hier zal de ionenuitwisseling zeker het vastgestelde gedrag niet kunnen verklaren en zal verder moeten gezocht worden welke andere reacties het gedrag van zink beter kunnen beschrijven.

Wanneer we strontium buiten beschouwing laten, kunnen we zeggen dat alle isotopen beter gesorbeerd worden door klei en siltrijke sedimenten dan door zandige. De K_d -waarde geeft het beste beeld van de sorptie in het zeewater.

Een hoge concentratie aan andere ionen dringt de sorptie sterk terug. Dit is het geval voor alle onderzochte isotopen. Enkel zink en cobalt vertonen in zeewater nog grote K_d -waarden.

Referenties

- ASTON, S.R. and DUURSMA, E.K., (1973). Concentration effects on ^{137}Cs , ^{65}Zn , ^{60}Co and ^{106}Ru sorption by marine sediments, with geochemical implications, *Neth. J. Sea Res.*, 6, 225-240.
- BASTIN, A., (1973). Natural radioactive tracers and their use in Belgium : Lithological maps of the bottom of the North Sea off the Belgian coast and of the Scheldt estuary constructed on the basis of natural radioactivity measurements, Technical Reports Series N° 145, Tracer Techniques in Sediment Transport, IAEA 1973.
- BEETEM, W.A., JANZER, V.J. and WAHLBERG, S.J., (1962). Use of Cesium-137 in determination of cation exchange capacity, Geological Survey Bulletin 1140-B.
- CANTILLON, G., KIRCHMANN, R., VAN DER BORGHT, O., (1969). Fixation du radio-manganèse et du radiocobalt par les sédiments, la faune et la flore dans la Meuse en aval de la centrale franco-belge des Ardennes, Symposium de Radioécologie, Cadarache, 8-11 sept. 1969.
- CARROLL, D., (1959). Ion exchange in clays and other minerals, *Bulletin of the Geological Society of America*, 70.
- DUURSMA, E.K., HOEDE, C., BOSCH, C.J., EISMA, D., (1967, 1970, 1973). Theoretical, experimental and field studies concerning diffusion of radioisotopes in sediments and suspended particles of the sea, *Neth. J. Sea Res.*, 3 (3), 423-457; 4 (4), 395-469; 6 (3), 256-324.
- GARDER, K., SKULBERG, O., (1964). Sorption phenomena of radionuclides to clay particles in river water, *Int. J. Air Wat. Poll.*, Vol. 8, Pergamon Press.
- REYNOLDS, T.D., GLOYNA, E.F., (1963). Radioactivity transport in water; Transport of strontium and cesium by stream and estuarine sediments, U.S. Atomic Energy Commission, Contract AT (11-1)-490.
- VAN DE VOORDE, N., (1968). *De rol van de riviersedimenten bij de rekoncentratie van effluentenradioactiviteit*, Kath. Univ. Leuven, Proefschrift tot bekomen van de licentie in radioprotectie.

VAN MEEL, L., (1958). Etudes hydrobiologiques des eaux saumâtres de Belgique, L'Escaut à Liefkenshoek (Doel), *I.R.S.N.B. Bulletin*, Tome XXXIV, n° 4.

WAHLBERG, J.S. and FISHMAN, M.J., (1962). Adsorption of cesium on clay minerals, Geological Survey Bulletin 114C-A.

Achevé d'imprimer le 11 mars 1977
sur le duplicateur et la presse offset
d'é.t.a.b.é.t.y.p.
72, quai de Longdoz - 4020 LIEGE
Tél.: 041/42.59.21

